



Contribution à l'étude du climat antarctique : variabilité de la fonte de surface par télédétection micro-onde entre 1979 et 1999 ; et paramétrisation de la couche limite atmosphérique stable

Olivier Torinesi

► To cite this version:

Olivier Torinesi. Contribution à l'étude du climat antarctique : variabilité de la fonte de surface par télédétection micro-onde entre 1979 et 1999 ; et paramétrisation de la couche limite atmosphérique stable. Glaciologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2002. Français. NNT : . tel-00755689

HAL Id: tel-00755689

<https://theses.hal.science/tel-00755689>

Submitted on 21 Nov 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

TS 02/GRE1/0077/D
double

580



INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE ET GEOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT



Associé à l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

Contribution à l'étude du climat antarctique : Variabilité de la fonte de surface par télédétection micro-onde entre 1979 et 1999. Et paramétrisation de la couche limite atmosphérique stable.

Olivier Torinesi

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I

(Arrêtés ministériels des 5 juillet 1984 et 30 mars 1992)

Spécialité des thèses délivrées : Sciences de la Terre et de l'Univers

Spécialité de doctorat : Terre, Enveloppe Fluide

Date de la soutenance : mercredi 26 juin 2002

Composition du jury :

Mme Laurence Eymard	Président du jury
Mme Frédérique Rémy	Rapporteur
M. Paul Pettré	Rapporteur
M. Frédéric Hourdin	Examineur
M. Michel Fily	Directeur de Thèse
M. Christophe Genthon	Co-Directeur de Thèse

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement - CNRS

Tél (33) 04.76.82.42.00 - Fax (33) 04.76.82.42.01

54, rue Molière - BP 96 - Saint Martin d'Hères Cedex France



T802/GAE/0077
Double

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE ET GEOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT



Associé à l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

Contribution à l'étude du climat antarctique :
Variabilité de la fonte de surface par télédétection
micro-onde entre 1979 et 1999. Et paramétrisation de
la couche limite atmosphérique stable.

Olivier Torinesi

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I
(Arrêtés ministériels des 5 juillet 1984 et 30 mars 1992)

Spécialité des thèses délivrées : Sciences de la Terre et de l'Univers
Spécialité de doctorat : Terre, Enveloppe Fluide

Date de la soutenance : mercredi 26 juin 2002

Composition du jury :

Mme Laurence Eymard	Président du jury
Mme Frédérique Rémy	Rapporteur
M. Paul Pettré	Rapporteur
M. Frédéric Hourdin	Examineur
M. Michel Fily	Directeur de Thèse
M. Christophe Genthon	Co-Directeur de Thèse

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement - CNRS
Tél (33) 04.76.82.42.00 - Fax (33) 04.76.82.42.01
54, rue Molière - BP 96 - Saint Martin d'Hères Cedex France

ppm 06802 1593



English title

A contribution to Antarctic climate study : Variability of surface melting between 1979 and 1999 from microwave remote sensors. And parametrisation of the stable atmospheric boundary layer.

Abstract

In the first part of this report, partial summer melting of antarctic snow, which significantly affects the microwave emissivity of the surface, is identified and counted over 18 years in the 20-year period 1980-1999. To process the satellite data, an algorithm that adapts to the spatial and interannual variability of the mean brightness temperature of snow was developed. The cumulated product of the surface area affected by melting and the duration of the melting event, called Cumulative Melting Surface (CMS), is one of the three melt indices defined and discussed here. On average over the last 20 years, the Antarctic CMS has decreased by $1.8 \pm 1 \text{ \% year}^{-1}$, a result which is consistent with a mean January cooling of the continent, recently identified by others from infrared satellite data. In addition, the interannual signature of the Antarctic Oscillation (AO), and possibly of the Southern Oscillation (ENSO), are found in the melt indices.

Atmospheric general circulation models (AGCM) are still insufficiently advanced to adequately describe all polar climate characteristics. In particular, the surface energy balance, and consequently snow melt, is incorrectly simulated by the AGCM LMDz. To improve this, a non local parametrisation of surface turbulent fluxes in highly stable and long-lived boundary layers (typical of the long antarctic polar night) is tested. The parametrisation accounts for vertical propagation of gravity waves from the free troposphere, creating intermittent turbulence in the stable layer. Despite a high interannual climatic variability, the surface temperature and wind speed are generally better simulated on the continent, but a decoupling between the surface and the first vertical level appears near Vostok.

Résumé

Dans une première partie de ce travail, la fonte estivale partielle de la neige antarctique, qui affecte fortement l'émissivité micro-onde de la surface, est identifiée et comptabilisée au cours de 18 années sur la période 1980-1999. Pour cela, un algorithme de traitement des données satellitales s'adaptant à la variabilité spatiale et inter-annuelle de la température de brillance moyenne de la neige a été développé. Le cumul du produit de la surface affectée par la fonte par la durée de la période de fonte, appelé Cumulative Melting Surface (CMS), est un des 3 indices définis et discutés ici. En moyenne sur les 20 années, le CMS Antarctique a diminué de $1.8 \pm 1 \text{ } \%$ an^{-1} , résultat cohérent avec un refroidissement des températures moyennes du mois de janvier sur le continent, récemment identifié par d'autres à partir de mesures dans l'infra-rouge. De plus, les indices de fonte comportent les signatures inter-annuelles de l'Oscillation Antarctique (AO), et peut-être de l'Oscillation Sud El Niño (ENSO).

Les modèles actuels de circulation générale de l'atmosphère (MCGA) prennent mal en compte certaines des caractéristiques du climat des zones polaires. Ainsi, la simulation du bilan d'énergie de surface, donc la fonte, par le MCGA LMDz est encore peu fiable. Afin d'améliorer ce point, nous avons testé une paramétrisation non-locale des flux turbulents de surface pour les couches limites très durables et très stables (typiques de la longue nuit polaire antarctique). Cette paramétrisation autorise la propagation verticale des ondes de gravité depuis la troposphère libre, et simule donc l'apparition de turbulence intermittente dans la couche stable. Malgré la forte variabilité climatique inter-annuelle, il semblerait que la température du sol et l'intensité du vent soient généralement mieux décrites à l'intérieur du continent, mais un problème de découplage entre le sol et le premier niveau vertical du modèle apparaît près de Vostok.

Mots-clefs

Antarctique - Télédétection - Micro-ondes - Température de brillance - Fonte de surface - Variabilité climatique - Modèle de la circulation générale de l'atmosphère - Paramétrisation - Couche limite atmosphérique - Stratification stable - Flux turbulents

D'ailleurs, si la durée d'une thèse est de 3 ans, le temps réellement passé à son élaboration n'a pas excédé 2 ans. On pourrait imaginer le thésard rivé à sa seule recherche ; mais non ! Au cours de ces 3 années, j'ai aussi écrit un article concernant mon travail de DEA. Celui-ci n'a été finalement accepté à la publication par *Journal of Glaciology* qu'à la fin de la troisième année (sous le titre "A century reconstruction of the mass balance of Glacier de Sarennes, French Alps"). A cela, il faut ajouter de multiples tâches (cours et examens de monitorat, stages CIES, cours de thèse...) qui parviendraient presque parfois à détourner, voire démotiver, le thésard.

Au cours de la dernière année, lorsqu'il a fallu se plonger dans la modélisation numérique, Gerhard m'a beaucoup aidé par ses conseils, mais aussi en partageant l'utilisation du portable et en n'hésitant jamais à me dépanner lorsque Ferret ne voulait pas faire ce que je voulais ; je lui en suis très très reconnaissant. J'ai aussi bénéficié des conseils avisés de Hubert Gallée sur la physique des flux turbulents.

Enfin, je tiens à remercier les membres du jury qui ont accepté de juger ce travail à double visage, télédétection et modélisation. Je remercie particulièrement les rapporteurs, M. Paul Pettré et Mme Frédérique Rémy pour avoir lu très rapidement et efficacement le manuscrit fin mai. Je remercie également Laurence Eymard et Frédéric Hourdin pour leur présence dans ce jury.

Je n'oublie pas de remercier Christian Vincent pour ses balades sur les glaciers enneigés des Alpes. Malgré tout, je n'aurais pas vu de manchots, ni de pingouins... c'est dommage, après 3 ans passés dans un labo de glacio. Peut-être qu'un jour l'occasion se présentera pour aller là-bas, rejoindre le p'tiot.

Pour finir, je remercie tous ceux grâce auxquels l'ambiance de travail a été chaleureuse et motivante. Fredo, dans mon bureau, avec lequel on a discuté de logiciels libres, de deuxième tour, et de bien d'autres choses ... qu'il n'est pas possible d'écrire ici. L'équipe des strokeurs du Sappey : Nicolas, Ghislaine, Eve-Marie pour leur présence chaleureuse. Les habitués de midi, Fabien, le dinosaure (peut-être est-il encore et toujours à Barnave, qui sait ?), Christophe, Stéphanie, Chiara, Matthieu, Bruno, Fred (encore). Barnave, c'est dégueux, mais qu'est-ce qu'on a pu rigoler !! Sans oublier tous ceux de mes amis qui ont fait le déplacement pour assister à ma soutenance.

Si je devais dédier ce travail, ce serait à mes grand-parents, décédés avant que mes études ne prennent la tournure qu'elles ont prises, et qui seraient, je le sais, très fiers.

Et puis Mareva, et Antonia, qui vient d'avoir 8 mois, parce qu'elles existent, simplement, et que rien ne vaut d'être vu, vécu ou ressenti sans le partager avec elles (pas même les manchots).

Remerciements et remarques diverses...

Un certain nombre de personnes ont participé de près ou de loin à l'élaboration du sujet, son développement et à sa finalisation, et je tiens à les en remercier.

Le travail de recherche présenté ici est double, et il nécessitait la présence de deux compétences que j'ai trouvées en les personnes de Michel Fily, pour la télédétection, et Christophe Genthon, pour la modélisation climatique. Merci à eux de m'avoir proposé ce sujet. L'un et l'autre sont devenus mes directeurs de thèse et se sont montrés disponibles, voire très disponibles; un très grand merci à Christophe pour le temps passé, en particulier au cours des deux dernières années, à me conseiller, me critiquer (beaucoup de critiques, mais toujours constructives) et à me soutenir, aussi. Merci encore à Michel d'avoir accepté de revenir du Québec, me permettant ainsi de soutenir fin juin 2002.

Le propre d'un travail de thèse est d'apprendre à travailler de manière indépendante, et ils m'ont, tous deux, souvent laissé prendre mes propres décisions. Travailler seul tout en étant efficace nécessite, toutefois, un sérieux apprentissage; c'est le rôle du directeur de thèse, qui doit, particulièrement au début, fournir les clefs techniques aux problèmes rencontrés (surtout lorsque celles-ci sont connues et utilisées au sein même du laboratoire). Il est, malheureusement, trop facile de perdre temps et motivation en s'enlisant, seul, dans des problèmes, par exemple, informatiques. La collaboration avec mes directeurs de recherche a toujours été efficace et équitable et a débouché sur l'élaboration d'un papier commun. Je tiens à souligner qu'il leur a semblé évident que je sois *premier auteur*, possibilité qui n'est pas offerte aux thésards dans tous les domaines de la recherche. Cet article a été soumis à *Journal of Climate* sous le titre "Variability and trends of summer melt period of antarctic ice margins since 1980 from microwave sensors", et est actuellement dans sa phase terminale de relecture (review). Je me suis rendu compte combien il est difficile et long d'écrire un article (pas moins de 6 mois sans compter les modifications après reviews, qui peuvent prendre plus d'une année).

Vous remarquerez que la première partie (télédétection) est beaucoup plus importante et travaillée que la seconde (modélisation). Ce déséquilibre reflète la durée passée sur chacune d'elles : 2 ans sur la télédétection et à peine un an sur la modélisation. Au début de la thèse, il était question de répartir équitablement le temps entre les deux sujets, mais le cours des choses en a décidé autrement : perte de temps sur le choix des formats de sauvegarde des données micro-ondes (netCFD), nombreux debuggages des programmes fortran...

Table des matières

1 Introduction générale	1
I Télédétection micro-onde : évolution de la fonte de surface en Antarctique entre 1980 et 1999	6
2 Introduction à la télédétection	7
2.1 Brève histoire de la télédétection	7
2.2 Définition	9
3 Rappels sur la physique du rayonnement appliquée à la neige et aux micro-ondes	11
3.1 La conservation de l'énergie	11
3.2 Emission naturelle due à la température thermodynamique du matériau	12
3.3 Température de brillance (Tb)	13
3.4 Absorption et profondeur de pénétration	13
3.5 Diffusion dans le manteau neigeux	14
3.6 Intégration du signal sur une certaine profondeur	16
3.7 La constante diélectrique du manteau neigeux	16
3.8 Tb apparente : effet de l'atmosphère sur le rayonnement du manteau neigeux	19
4 Les données	21
4.1 Les données micro-ondes	21
4.1.1 Fréquences utilisées	22
4.1.2 Echantillonnage spatial des données	23
4.1.3 Etalonnage des données	25
4.1.4 Données satellite manquantes	26
4.1.5 Masques géographiques et filtres d'événements de fonte	28
4.2 Les données météorologiques de surface	30
5 Détection des événements de fonte	34
5.1 Algorithme de détection des zones de fonte	34
5.1.1 Principe physique	34

5.1.2	Utilisation du canal 19H (19.3 GHz H)	36
5.1.3	Détermination de la valeur du paramètre N	37
5.1.4	Comparaison avec d'autres algorithmes	44
5.1.4.1	XPGR	44
5.1.4.2	Seuil à 30 K	46
5.2	Mise en forme du signal de fonte	47
6	Variabilité et tendances des indices de fonte en Antarctique	57
6.1	Les indices de fonte	57
6.1.1	Variabilité temporelle et spatiale	57
6.1.1.1	Variabilité inter-annuelle	57
6.1.1.2	Variabilité spatiale	58
6.1.2	Tendances sur 20 ans	60
6.2	Tests de robustesse	67
6.2.1	Comparaison des diverses séries d'indices	67
6.2.2	Comparaison avec <i>Zwally and Fiegles</i> (1994)	67
6.3	Cohérence des indices de fonte avec d'autres observations	70
6.3.1	Températures de l'air in situ	70
6.3.1.1	Événements chauds	70
6.3.1.2	Corrélations avec les moyennes mensuelles estivales	73
6.3.1.3	Tendances annuelles des températures de surface	74
6.3.1.4	Conclusion	75
6.3.2	Autres mesures satellite	76
6.3.2.1	Températures de peau (IR)	76
6.3.2.2	Températures troposphériques	76
6.3.2.3	Etendue de glace de mer	77
6.3.2.4	Conclusion	77
7	Variabilité climatique antarctique	79
7.1	Les modes de variabilité climatique antarctiques typiques connus à ce jour...	79
7.1.1	Mode des Hautes Latitudes (HLM) ou Oscillation Antarctique (AO)	80
7.1.2	Oscillation Sud El Niño (ENSO)	82
7.1.3	Oscillation Semi-Annuelle (SAO)	86
7.1.4	Onde Circumpolaire Antarctique (OCA ou ACW)	89
7.2	... et ce qu'il en reste dans les signaux de fonte	90
7.2.1	L'Oscillation Antarctique (AO) et El Niño (ENSO)	90
7.2.2	L'Onde Circumpolaire Antarctique	92
7.2.3	Conclusion	98
8	Conclusion sur la fonte de surface	99

II	Couche Limite Atmosphérique Stable	103
9	Brève présentation d'un Modèle de Circulation Générale de l'Atmosphère	104
9.1	Les processus pris en compte	105
9.2	Les équations primitives	106
9.3	Quelques conséquences de l'implémentation numérique	107
9.3.1	Résolution	107
9.3.2	"Physique" et "Dynamique"	109
9.3.3	Sensibilité des résultats à la résolution	109
10	Paramétrisation de la couche limite atmosphérique (CLA) stable dans le modèle LMDz	112
10.1	Couche limite atmosphérique (CLA)	113
10.1.1	Définition	113
10.1.2	Profil de température dans une couche limite stable	115
10.1.3	Vents catabatiques	116
10.1.4	Ondes de gravité	117
10.2	Flux turbulents de surface	117
10.2.1	Principe	118
10.2.2	Les modifications nécessaires	119
10.3	La routine clmain.F de LMDz	122
10.3.1	Structure avant modification	122
10.3.2	Structure après modification	123
10.3.3	Fonctions de correction en situation stable	124
10.3.4	La sous-routine "Zilitine"	125
11	Impact de la nouvelle paramétrisation	127
11.1	La température du sol	127
11.2	Température et intensité du vent à 3 mètres au-dessus du sol	132
11.2.1	Plate-forme flottante de Ross	135
11.2.2	Dumont d'Urville, Terre Adélie	136
11.2.3	Plateau antarctique, Dome C	136
11.3	Profils verticaux de températures	138
11.3.1	Profils à Halley Bay et Vostok	138
11.3.2	Force de l'inversion	142
12	Conclusion sur la modélisation	144
13	Conclusion générale	148

Chapitre 1

Introduction générale

Le climat terrestre est le résultat d'interactions complexes entre l'atmosphère, les océans, la biosphère et la cryosphère. Pour être comprise, cette chaîne de rétroaction nécessite des mesures d'un certain nombre de paramètres climatiques (pression, température de l'air, des océans, albédo des surfaces, vitesses des vents...) et la modélisation numérique de l'évolution temporelle et spatiale de ces mêmes paramètres (par exemple, modèles couplés de la circulation générale de l'atmosphère et des océans, modèles de biosphère et de cryosphère). C'est en comparant les mesures réelles (in situ ou par satellite) et les résultats de la modélisation que nous pouvons améliorer notre compréhension du fonctionnement du climat.

Les modèles numériques permettent une couverture spatiale et temporelle très large. En revanche, les mesures effectuées par des stations météorologiques fixes ou embarquées (bateaux, avions, ballons) sont représentatives d'une faible surface (mesures locales). L'Hémisphère Nord et les régions habitées des pays industrialisés offrent une remarquable densité de mesures, mais il reste de vastes régions, difficiles d'accès (déserts, océans, calottes), fort peu surveillées. Dans ces conditions, la télédétection spatiale semble être un outil très approprié car il offre une couverture spatiale et temporelle très proche de celle des modèles. De plus, la télédétection offre, encore actuellement, une résolution spatiale meilleure que celle des modèles numériques (inférieure à la centaine de kilomètres pour la télédétection, de l'ordre de la centaine de kilomètres pour les modèles à l'échelle de la planète), et une résolution temporelle satisfaisante (la journée en règle générale).

La cryosphère terrestre est composée de la couverture neigeuse saisonnière (aux latitudes moyennes, 45°N et S) et persistante (aux plus hautes latitudes), d'un grand nombre de glaciers de montagne, du permafrost, de la banquise, de quelques calottes de taille modeste et des deux grandes calottes continentales que sont le Groenland, dans l'Hémisphère Nord, et l'Antarctique, dans l'Hémisphère Sud. La cryosphère détient 90% de l'eau douce de la planète, et représente une hausse potentielle du niveau actuel des mers d'environ 70 mètres, si elle venait à fondre.

Le tableau 1.1 permet de comparer l'importance relative des différentes composantes de la cryosphère : l'Antarctique est indiscutablement la plus volumineuse de toutes. La

	Antarctique sans plate-forme glaciaire	Groenland	Glaciers et calottes mineures	banquise et permafrost
Surface (10^6 km^2)	12.4	1.8	0.68	20-40
Volume (10^6 km^3)	25.7	2.6	0.18	$\simeq 0.03-0.05$
Accumulation ($10^{12} \text{ kg a}^{-1}$)	1660	553		
Ablation ($10^{12} \text{ kg a}^{-1}$)	< 10	240		
Vêlage ($10^{12} \text{ kg a}^{-1}$)	2016	316		
Niveau des mers éq. (m)	65	6.6	0.5	

TAB. 1.1 – Caractéristiques des principales composantes de la cryosphère (*Houghton et al.* (2001)). Pour la banquise et le permafrost, les chiffres sont des ordres de grandeurs.

présence d'une calotte n'est pas sans conséquence sur le climat local, puis global. De par sa hauteur (plus de 4000 mètres sur le plateau Est), la calotte de glace modifie la circulation atmosphérique; son étendue et son albédo modifient l'apport énergétique local; son poids provoque un phénomène d'isostasie qui modifie l'altitude du continent, donc le climat, sur des échelles de temps très longues (10 000 ans); enfin la quantité d'eau retenue sous forme de glace peut jouer un rôle non négligeable sur le niveau des mers, même pour de petites fluctuations de bilan.

Le climat des régions polaires, arctique et austral, est très sensible aux variations climatiques et sa variabilité inter-annuelle est beaucoup plus marquée qu'aux moyennes latitudes. Ce comportement n'est pas encore totalement compris, mais il est le résultat d'interactions complexes entre les océans, l'atmosphère et la cryosphère (par exemple, fortes variations d'albédo) qui donnent lieu à des rétroactions positives ou négatives susceptibles d'amplifier la réponse de ces régions aux variations climatiques globales (*King and Turner* (1997)). Les premiers modèles numériques d'atmosphère avaient tendance à sous-estimer l'importance des zones polaires, et ce jusqu'au début des années 1990 (par exemple, *Bindshadler* (1998) et *Genthon* (1994)). Les modèles récents prennent désormais toute la mesure de l'importance des zones polaires, mais s'ils simulent bien le climat arctique (réchauffement en accord avec les observations), ils restent impuissants devant la complexité du climat antarctique. *Vaughan et al.* (2001) notent que depuis les années 50, la Péninsule antarctique subit un réchauffement rapide, très au-dessus de la moyenne du réchauffement global et exceptionnel depuis plusieurs siècles voire 1900 ans. Or les modèles les plus récents sont incapables de simuler ces modifications régionales du climat, même en tenant compte de l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère (pollution anthropique) depuis le début de la période industrielle. Il semble donc important d'essayer de comprendre les mécanismes du climat régional du continent antarctique. Or le manque de données in situ dans ces régions peu accessibles nous empêche d'appréhender les phénomènes de petites échelles.

Heureusement, depuis la fin des années 1970, les mesures satellite viennent combler ce manque crucial de données et permettent un renouveau de l'étude des calottes polaires dans le monde scientifique. Ces données n'existent, cependant, que depuis une vingtaine d'années, ce qui s'avère court si l'on veut caractériser une évolution à long terme du climat de ces régions. *Bindshadler* (1998) passe en revue l'ensemble des données utilisables pour l'étude des calottes polaires. Nous disposons de mesures passives dans le visible (par exemple Landsat Thematic Mapper et SPOT), le proche infra-rouge (near infra red, NIR), l'infra-rouge (IR) (par exemple l'instrument AVHRR), les micro-ondes (par exemple les radiomètres SMMR, SSM/I et MSU) et de mesures actives avec les radars (par exemple les satellites ERS-1/2). Les premières images visibles et infra-rouge (Landsat TM, Spot et AVHRR) du continent antarctique, très difficile d'accès, ont permis de préciser les détails de sa véritable topographie. Plus la résolution des instruments augmente, plus fins sont les détails observés à la surface des glaciers (crevasses, structure de la surface...). Parmi les instruments radars embarqués sur des satellites, la synthèse d'ouverture (synthetic aperture radar - SAR) permet l'observation de détails sur la surface ou d'une journée particulière (résolution d'une dizaine de mètres); les diffusiomètres, à large fauchée (résolution équivalente aux radiomètres, de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres), permettent un suivi quotidien et global (satellites Seasat, ERS et Quicksat pour les pôles et la glace de mer). Les radars altimétriques (par exemple GEOSAT, Seasat, ERS-1/2 ou Topex/Poseidon) fournissent désormais des modèles numériques de terrain (digital elevation model, DEM - par exemple *Remy et al.* (1999)), indispensables pour interpréter les cartes de rétro-diffusion mesurées par les radars à synthèse d'ouverture (satellites Seasat ou ERS-1/2). Par rapport aux mesures visibles et IR, les radars sont beaucoup moins sensibles à la présence de nuages ou de brouillard et permettent de s'affranchir du cycle d'ensoleillement (comme les mesures IR). Mieux que les images visibles, l'interférométrie SAR permet d'accéder au champ de vitesse et de déformation des glaciers observés. A l'origine, les instruments AVHRR étaient destinés à l'observation des nuages et de leur température, mais les données permettent aussi d'étudier les températures de la surface des calottes de glace. Porté par le même satellite, l'instrument Microwave Sounding Unit (MSU) mesure les températures troposphériques. Enfin, les températures de brillance de la surface (instruments SMMR et SSM/I) permettent d'étudier la glace de mer et la structure du manteau neigeux. Il est toutefois possible d'extraire une information originale de l'ensemble de ces données satellite, et en particulier des températures de brillance de surface : la fonte de surface. Il nous a semblé intéressant d'exploiter cette direction en utilisant les données micro-ondes et afin d'aider à mieux comprendre la complexité du climat de ce continent.

La fonte de surface en Antarctique est, contrairement au Groenland, négligeable du point de vue du bilan de masse : elle représente moins de 0.5% en masse du vêlage d'icebergs. La calotte antarctique est considérée jusqu'à présent comme globalement en

équilibre, c'est-à-dire que son volume reste constant d'une année sur l'autre, mais c'est surtout le manque de données qui ne permet pas de contraindre son bilan de masse. Si les précipitations constituent le seul apport de matière pour la calotte, il n'en est pas de même pour l'ablation. Il existe plusieurs mécanismes de perte de masse : la sublimation de la surface, la fonte de la surface, la fonte sous la surface au contact de l'océan, le transport de neige par le vent et le vêlage d'icebergs. La sublimation est un phénomène très courant sur toute la surface du continent antarctique mais encore mal quantifié. Le vêlage d'icebergs, au niveau des plate-formes flottantes, représente jusqu'à présent le principal puits de matière pour l'Antarctique et peut se mesurer via des images satellite (le U.S. Geological Survey utilise pour cela des images Landsat depuis les années 1970, *Ferrigno et al.* (1998)). Le transport de neige par le vent semble important mais reste, lui aussi, très difficile à quantifier (*Gallée et al.* (2001)). La fonte de surface, dans les zones côtières seulement, quant à elle, n'est pas forcément une perte de masse si elle n'est pas accompagnée de ruissellement jusqu'à l'océan (run-off) ou d'évaporation de l'eau liquide formée. L'apparition de lacs d'eau liquide est assez rare même si certains lacs sont présents toutes les années en Péninsule ou sur l'Amery ice shelf.

Nous allons néanmoins nous intéresser à la fonte de surface sur le continent antarctique car elle est très directement liée au bilan énergétique de surface donc au climat. Les surfaces des côtes et des plate-formes flottantes du continent antarctique fondent durant le court été austral. Ces zones côtières sont situées à basse altitude et sont, du point de vue de la fonte, potentiellement les plus sensibles aux variations climatiques (par exemple, hausses des températures) car l'air y est déjà plus chaud qu'à plus haute altitude. Pour la majorité du continent, les mois durant lesquels la fonte a lieu sont les mois de décembre et janvier. Mais la Péninsule antarctique se distingue en fondant dès le mois de novembre et jusqu'au mois de février, voire mars, certaines années. Il a été rapporté que la température de l'air en surface, mesurée par certaines stations météorologiques du continent, augmente depuis quelques années, en particulier dans la zone de la Péninsule *Raper et al.* (1984); *King* (1994); *Jones* (1995); *Jacobs and Comiso* (1997); *Skvarca et al.* (1998). Cette augmentation des températures pourrait influencer la durée et l'intensité de la fonte estivale. Un des objectifs de cette thèse est d'en détecter une éventuelle évolution.

Très récemment, de nombreux auteurs ont publié sur le thème d'un refroidissement plutôt que d'un réchauffement du continent antarctique (sauf en Péninsule) au cours des 20 dernières années du siècle passé (*Cavalieri et al.* (1997); *Comiso* (2000); *Watkins and Simmonds* (2000); *Vaughan et al.* (2001); *Doran et al.* (2002)). A l'instar de ces auteurs, notre travail apporte un éclairage différent et original sur ce qui se fait en général pour l'étude du climat (les résultats de ces articles se basent sur des données indépendantes des nôtres), et l'ensemble de ces travaux convergent vers une direction commune.

La suite du manuscrit se scinde en deux parties principales : en premier lieu, nous aborderons l'étude de la fonte en Antarctique via les données satellite, puis nous présenterons

une ébauche de modélisation climatique avec en particulier l'amélioration du traitement des couches limites très stables, propres aux climats polaires. L'étude de l'évolution de la fonte en Antarctique au cours de 20 années (1979-1999) nous a amené à réaliser quelques traitements statistiques afin de tenter de déterminer les mécanismes liant cette évolution avec le climat polaire antarctique (et plus généralement de l'Hémisphère Sud). Les indices de fonte sont caractérisés par une forte variabilité et des tendances statistiquement significatives; c'est pourquoi nous avons effectué de nombreuses comparaisons avec des variables et phénomènes climatiques (températures, pressions et indices atmosphériques type Southern Oscillation Index, Antarctic Oscillation Index...). Notre but initial était également de comparer directement ces résultats avec ceux du modèle numérique de climat (LMDz) dont nous disposons au laboratoire : simuler le bilan d'énergie de surface durant la période 1979-1999 et en tirer des cartes de fonte similaires à celles que nous avons obtenues avec les données satellite. Mais après quelques tests sur le bilan d'énergie du modèle, il s'est avéré que sa paramétrisation globale, donc celle des flux turbulents et radiatifs était trop imparfaite pour en tirer des conclusions constructives. La décision a donc été prise de modifier cette paramétrisation en s'attachant en particulier aux flux turbulents, ce qui permet d'aborder le problème des couches limites très stables, une spécificité antarctique. La deuxième partie présente une comparaison de deux paramétrisations des flux en atmosphère stable calculés dans la couche limite (l'ancienne et une nouvelle proposée par *Zilitinkevitch et al.* (2002b)) et les améliorations apportées, de manière plus générale, au traitement des zones polaires par le modèle de circulation générale. Ceci permettra, à plus long terme, d'effectuer la comparaison initialement prévue, et d'aider à comprendre les mécanismes climatiques responsables de l'évolution de la fonte en Antarctique et du climat de ce continent en général.

Chapitre 2

Introduction à la télédétection

Première partie

Télédétection micro-onde : évolution de la fonte de surface en Antarctique entre 1980 et 1999

2.1- Brève histoire de la télédétection

La télédétection est une technique qui permet d'acquérir des informations sur un objet ou un phénomène sans entrer en contact direct avec lui. Elle est basée sur l'émission ou la réflexion d'énergie électromagnétique par l'objet étudié, qui est captée par un capteur à distance. Cette technique a été développée au cours du XX^e siècle et a connu une véritable révolution à partir des années 1960, avec l'invention du satellite et la mise au point de capteurs sophistiqués. La télédétection est aujourd'hui utilisée dans de nombreux domaines, tels que l'agriculture, la météorologie, l'océanographie, la géologie, l'écologie, etc.

Chapitre 2

Introduction à la télédétection

Avec des données fiables depuis 1979, les capteurs micro-ondes embarqués sur satellite fournissent une série temporelle longue de 20 années en 1999. De plus, ces données sont journalières et la couverture spatiale est complète pour l'Antarctique avec une résolution spatiale de quelques dizaines de kilomètres compatible avec les sorties de modèle numérique de climat. Initialement prévues pour l'étude de la glace de mer, leurs mesures ont été aussi utilisées pour étudier les étendues continentales de neige et de glace. Les données micro-ondes réagissent fortement à la présence d'eau liquide. *Mote et al.* (1993), *Walker and Goodison* (1993) et *Zwally and Fiegles* (1994) ont montré que leur utilisation permettait de détecter la fonte de surface. Après quelques rappels sur la télédétection et une description des données utilisées, nous détaillerons l'algorithme utilisé pour détecter la fonte. Les résultats sur 20 ans sont ensuite décrits et analysés en terme de caractérisation du climat estival.

2.1 Brève histoire de la télédétection

La télédétection aérienne a vu le jour à partir du moment où la photographie s'est développée et où un moyen de s'élever au-dessus du sol a été mis au point. C'est pourquoi on peut dire que la télédétection date de la fin du *XIX^{ème}*, début du *XX^{ème}* siècle avec l'utilisation de la mongolfière puis de l'avion. La première Guerre Mondiale utilise la reconnaissance aérienne, mais c'est surtout durant l'entre-deux-guerres que se développent les méthodes et techniques de la photographie aéroportée (stéréographie). La télédétection est alors utilisée pour la prospection minière, géologique, et hydrogéologique, et aussi à des fins archéologiques ou urbanistes. Avant la deuxième Guerre Mondiale, les colons cartographient, au moyen de la télédétection, de vastes zones inconnues, en Afrique par exemple, en vue des conflits à venir.

L'après-guerre est marquée par l'extension rapide de la photographie aérienne et de son interprétation à tous les secteurs fondamentaux de l'activité civile et militaire (géologie et géomorphologie, océanographie et littoral, biogéographie et végétation...). C'est le début de l'exploitation scientifique de la télédétection. D'autant plus que la deuxième Guerre

mondiale a favorisé le développement rapide d'un nouvel instrument qui *voit loin*, de nuit et au travers des nuages : le radar. Cette découverte est le premier pas vers toute une série de nouveaux capteurs qui permettront à la télédétection de sortir des limites du spectre visible et proche infra-rouge.

Parallèlement (années 1955 - 1969) se joue la conquête de l'espace et la concurrence acharnée entre les deux blocs politiques du moment est l'occasion de mettre rapidement au point les lanceurs opérationnels capables par la suite de mettre en orbite les satellites utilisés en télédétection. Le premier satellite artificiel fut le fameux Spoutnik soviétique lancé en 1957. Au cours cette même année, Explorer-3 permettait de découvrir les ceintures de Van Allen autour de la Terre et marquait l'entrée de l'observation scientifique dans l'aire spatiale. 1957 fut aussi l'année géophysique internationale (AGI) qui vit se construire, parmi 50 autres, l'observatoire de Dumont d'Urville en Terre Adélie et qui donna l'impulsion à la signature, le 1er décembre 1959, du Traité sur l'Antarctique.

S'il était possible, dès 1960, de prendre des images infra-rouges de la planète et de les retransmettre à la terre comme des images télévisées via les ondes radios (série de satellites TIROS - Television InfraRed Observation Satellite), les meilleures images du globe sont longtemps restées les photos prises par les astronautes lors des missions Gemini (1965-1966), ceci en raison des performances moyennes des capteurs automatisés et des modes de transmission de données espace-terre trop lents. Les services d'espionnage ont vite ressenti le besoin d'utiliser la télédétection spatiale pour savoir ce qui se passait de l'autre côté de leurs frontières ; un des premiers satellites espions (américain) fut *CORONA*, mis en service pour remplacer les avions U2, trop vite démasqués (fin des années 50). Le satellite comportait un appareil photographique classique, qui était capable de distinguer des détails au sol, tels une file d'attente de visiteurs sur la Place Rouge devant le Kremlin. Une fois la pellicule terminée, celle-ci était larguée par le satellite dans une capsule récupérée par un avion équipé d'un filet au-dessus de l'Océan Pacifique. C'est ce type de satellite espion qui a permis aux Etats-Uniens de prouver qu'ils savaient qu'une base russe était installée à Cuba (1963).

Heureusement, la transmission des données et l'efficacité des capteurs automatisés s'est améliorée, et c'est au début des années 70 (date à laquelle le terme *télédétection*, en tant qu'équivalent de *remote sensing*, apparaît dans les milieux scientifiques français) que la télédétection prend son véritable essor au niveau international ; en juillet 1972, les premières images du satellite américain ERTS-1 (Earth Resources Technology Satellite, rebaptisé Landsat) arrivent sur terre dans de bonnes conditions. Puis vinrent les données du radiomètre très haute résolution VHRR équipant le satellite NOAA-2 (National Oceanic and Atmospheric Administration, 1972) suivies des données des nombreux instruments en technologie avancée, AVHRR, qui furent exploitées sans discontinuité jusqu'à nos jours : les données des satellites de la NOAA constituent la plus longue série d'observation de la terre depuis l'espace (dans l'infra-rouge).

Dans le monde des sciences du climat, la télédétection devient le terme utilisé pour désigner l'observation de la planète depuis l'espace à des fins météorologiques et climatiques.

2.2 Définition

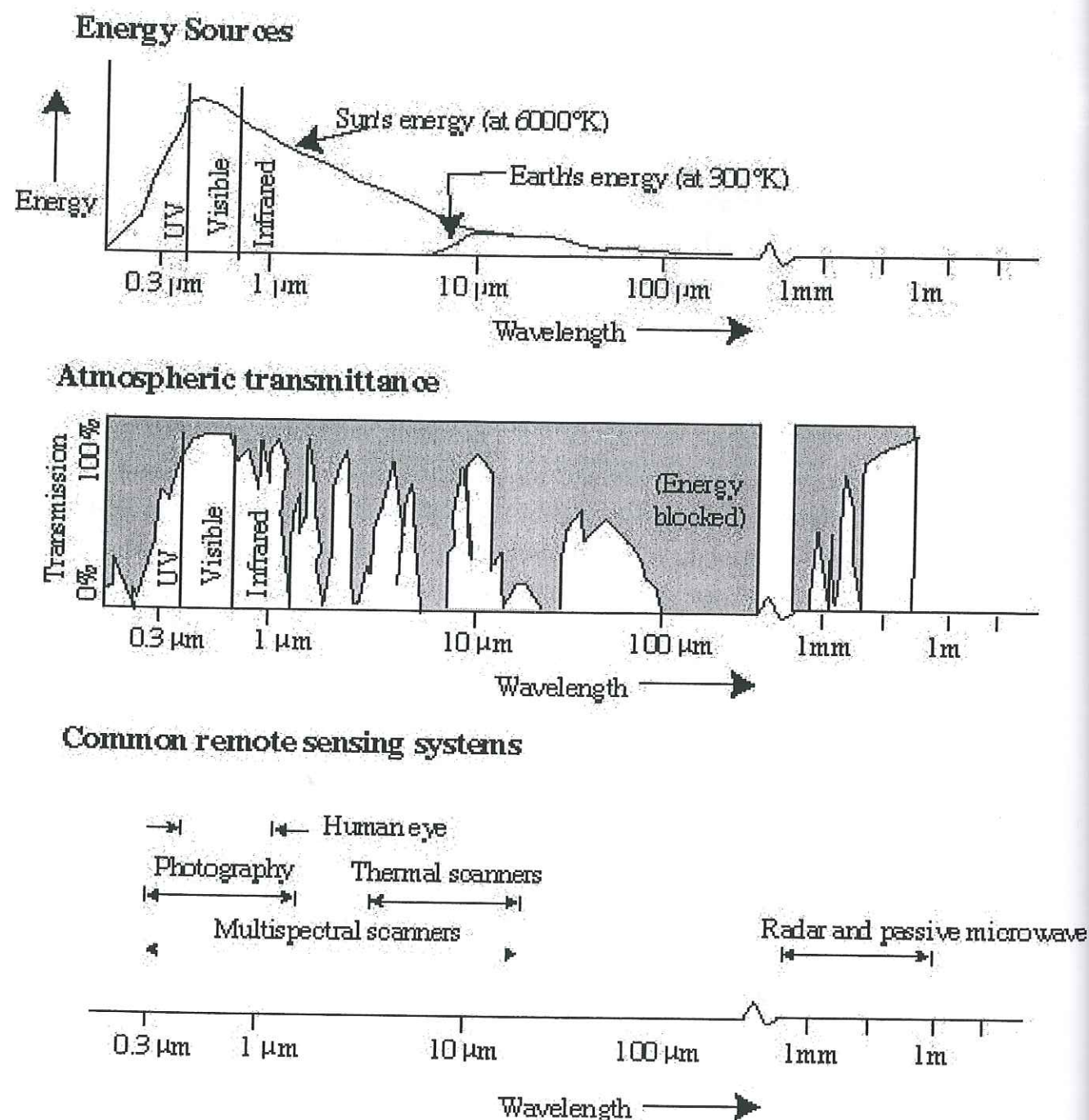
La télédétection regroupe l'ensemble des méthodes d'acquisition de l'information à distance par l'intermédiaire du rayonnement électromagnétique.

La figure 2.1 présente l'ensemble du spectre électromagnétique utilisé en télédétection et les principaux récepteurs utilisés.

Systèmes actifs et passifs :

La mesure active nécessite de disposer d'une source artificielle monochromatique et directionnelle ; c'est l'énergie rétrodiffusée qui est porteuse d'information. Radars en micro-ondes et lasers (lidars) dans l'IR, le visible et les UV (10 μm à 250 nm).

La mesure passive ne nécessite aucune source artificielle, c'est un système moins gourmand en énergie. Dans le spectre solaire (visible ou proche infra-rouge), il mesure l'énergie réfléchie par une surface (réflectance bidirectionnelle). Dans l'infra-rouge et les micro-ondes, il mesure l'énergie naturelle émise par la surface. Dans ce dernier cas, le système passif présente l'intérêt de fonctionner de nuit comme de jour. Vers 3.7 μm , entre les deux cas précédents, le système utilise la réflexion et l'émission.



Spectral characteristics of energy sources, atmospheric effects, and sensing systems
Wavelength scale is logarithmic.

FIG. 2.1 – Caractéristiques spectrales des sources d'énergie, des effets de l'atmosphère et des systèmes de mesures.

Chapitre 3

Rappels sur la physique du rayonnement appliquée à la neige et aux micro-ondes

Dans ce chapitre, nous tentons d'expliquer simplement les liens qui existent entre la température de brillance vue par le récepteur embarqué et les principales caractéristiques physiques du manteau neigeux (dont l'émissivité). Ce dernier est constitué de neige, de glace, d'air et parfois d'eau liquide, composants dont les constantes diélectriques permettent de calculer la constante diélectrique totale, dont la valeur dépend, également, de la structure du manteau neigeux (neige fraîche, croûte de regel, glace, tailles des grains). L'émissivité, quant à elle, dépend principalement de la partie imaginaire de cette constante diélectrique moyenne car celle-ci gouverne l'absorption du rayonnement au cours de sa traversée du milieu. Cette constante est elle-même fortement influencée par la présence ou non d'eau liquide. L'absorption relativement faible pour la neige sèche permet au signal mesuré de provenir d'une certaine profondeur du manteau neigeux (jusqu'à quelques mètres), et la température de brillance mesurée est intégrée le long d'un profil vertical dans le manteau. Enfin, la diffusion du rayonnement électromagnétique dans le manteau neigeux (la structure du manteau intervient à nouveau : taille des grains, croûte de regel...) vient modifier la profondeur de pénétration (via le coefficient d'extinction : somme des coefficients d'absorption et de diffusion). La diffusion diminue la quantité d'énergie transmise dans la direction du rayonnement et rend le lien entre émissivité et constante diélectrique moins direct. Pour finir, le signal radiométrique est perturbé par l'atmosphère qu'il doit traverser avant d'être recueilli par le radiomètre.

3.1 La conservation de l'énergie

Pour des raisons de simplicité, nous allons considérer que les corps réels sont lambertiens (émission dans toutes les directions de manière identique) : nous parlerons ainsi d'émittance spectrale (puissance émise par unité de volume en Wm^{-3} par unité de longueur

d'onde, λ ; *exitance* en anglais) et nous associerons un indice λ aux symboles spectraux. Dans l'hypothèse lambertienne, les effets de direction d'émission et de polarisation du rayonnement sont inexistantes.

L'ensemble des radiations incidentes sur le manteau neigeux se décompose en une partie absorbée, une partie transmise et une autre réfléchie. Considérons une portion $d\lambda$ du spectre électromagnétique : l'équilibre radiatif permet d'écrire $a_\lambda + \rho_\lambda + t_\lambda = 1$ où a_λ , ρ_λ et t_λ sont les coefficients spectraux d'absorption, de réflexion et de transmission relatifs à l'énergie incidente (I_λ) et traduisant le rapport puissance absorbée (réfléchie ou transmise) sur puissance incidente. Pour un milieu non conducteur, comportant des pertes diélectriques et assez épais (semi-infini), comme le manteau neigeux en Antarctique, nous avons $t_\lambda = 0$ et $a_\lambda + \rho_\lambda = 1$. L'énergie absorbée par le corps sur tout le spectre électromagnétique est $\int a_\lambda I_\lambda d\lambda$.

Au niveau spectral, la loi de Kirchhoff dans le vide permet d'écrire que $e_\lambda = a_\lambda$ où e_λ représente l'émissivité du corps. Cette égalité entre deux fractions découle des interactions entre le rayonnement et la matière. Dans le cas simple où le corps est dans le vide, les seuls échanges d'énergie sont radiatifs; on peut faire le bilan d'énergie suivant : toute l'énergie incidente absorbée doit être réémise sinon l'équilibre thermodynamique serait rompu ($\int E_\lambda d\lambda = \int a_\lambda I_\lambda d\lambda$). Ainsi, la température d'équilibre dépend de l'énergie incidente et de l'émissivité du corps. Gardons bien à l'esprit que l'émissivité d'un corps est relative à l'énergie propre qu'il émet, et non à l'énergie qu'il reçoit.

3.2 Emission naturelle due à la température thermodynamique du matériau

Tout corps maintenu en équilibre thermodynamique à une certaine température T émet un rayonnement électromagnétique (E_λ) qui dépend de cette température T et de l'émissivité définie dans la section 3.1. Ce rayonnement est totalement indépendant de la source d'énergie qui le maintient en équilibre thermodynamique (radiative, convective et/ou conductive). La partie de l'émission qui ne dépend que de la température est modélisée par un corps théorique nommé *corps noir*. Ce dernier absorbe toute l'énergie incidente et ne réfléchit rien ($t_\lambda = \rho_\lambda = 0$, et $a_\lambda = e_\lambda = 1$); c'est un émetteur parfait. Il émet un rayonnement lambertien selon la loi de Planck : son émittance spectrale est notée $M_\lambda(T)$ en $\text{Wm}^{-3}\mu\text{m}^{-1}$.

Pour un corps réel, l'émissivité est inférieure à l'unité et seule une fraction de l'énergie du corps noir est émise. Le corps réel de température T et d'émissivité e_λ , possède une émittance spectrale $E_\lambda(T) = e_\lambda M_\lambda(T)$.

Ce rayonnement occupe, selon la température thermodynamique du corps, une certaine portion du spectre électromagnétique. La figure 2.1 donne l'allure du spectre d'émission terrestre et solaire. Dans le cas des surfaces considérées par les géophysiciens (calottes,

océans...), dont les températures sont comprises entre -80°C et $+25^\circ\text{C}$, la majorité de l'énergie est émise dans l'infra-rouge et au-delà (pour $300\text{K} - 27^\circ\text{C}$, le maximum de l'émission se situe à $10\mu\text{m}$ et 99% de l'énergie est émise entre 4 et $120\mu\text{m}$: c'est l'infra-rouge thermique). Nous nous intéressons ici à l'énergie émise vers quelques dizaines de gigahertz (GHz), soit à des longueurs d'ondes de l'ordre du centimètre.

3.3 Température de brillance (T_b)

L'énergie émise par le manteau neigeux vers l'extérieur est exprimée sous la forme d'une température que l'on nomme température de brillance (T_b).

Le radiomètre mesure une portion spectrale de l'énergie émise par l'objet étudié, dans notre cas, l'émittance spectrale $E_\lambda(T)$. On appelle température de brillance (T_b), la température du corps noir qui émettrait la même quantité d'énergie ($M_\lambda(T_b) = E_\lambda(T) = e_\lambda M_\lambda(T)$) à cette même longueur d'onde. Cette température est déterminée en ajustant l'émission d'un corps noir avec l'énergie mesurée par le radiomètre. Dans le domaine des hyperfréquences où nous travaillons ($\nu < 300\text{GHz}$ soit $\lambda > 1\text{mm}$ et $T < 300\text{K}$), nous pouvons appliquer l'approximation de Rayleigh-Jeans. L'émittance spectrale d'un corps noir, de température T et pour la longueur d'onde λ , est alors proportionnelle à la température. Ainsi, comme les relations sont linéaires, on obtient $T_{b\lambda} = e_\lambda T$, où T est la température thermodynamique réelle à laquelle émet le manteau neigeux et dont l'émissivité est e_λ . Nous ne connaissons ni e_λ , ni T et il faut définir une émissivité intégrée ou équivalente, e , ainsi qu'une température équivalente, $\langle T \rangle$ (sachant que l'on a un profil vertical de température, cf. section 3.4), afin d'écrire $T_b = e \langle T \rangle$.

En fait, une onde électromagnétique, même incohérente comme celle que nous étudions, peut être partiellement polarisée (émission non lambertienne), et l'émissivité dépend alors de la polarisation. Comme la mesure radiométrique se fait à un angle local proche de 50° (très proche de l'angle de Brewster pour ce type de surface), le rayonnement électromagnétique est fortement polarisé selon le plan de la surface (polarisation horizontale, H) et les différences d'émissivité sont ainsi assez marquées entre les deux polarisations (verticales et horizontales, V et H).

3.4 Absorption et profondeur de pénétration

Le manteau neigeux est diélectrique, c'est-à-dire qu'il peut absorber une partie du rayonnement électromagnétique qui le traverse. Le coefficient d'absorption dépend de la constante diélectrique complexe du milieu (milieu pris isotrope par simplicité), notée $\epsilon_r = \epsilon'_r - j\epsilon''_r$. La constante diélectrique est une caractéristique fondamentale du matériau qui détermine son comportement électromagnétique. Si l'on considère une onde plane se propageant dans la direction verticale z au sein du manteau neigeux, on peut écrire, pour

la composante x du champ électrique émis par le milieu :

$$E = E_0 \cdot e^{j(\omega t - kz)}$$

$$k = 2\pi/\lambda = 2\pi(\epsilon_r)^{1/2}/\lambda_0$$

On peut considérer que les pertes dans le milieu neige sont faibles :

$$\epsilon_r'' \ll \epsilon_r'$$

auquel cas,

$$(\epsilon_r)^{1/2} = (\epsilon_r')^{1/2} (1 - j\epsilon_r''/2\epsilon_r')$$

et

$$E = E_0 \cdot e^{j(\omega t - (2\pi/\lambda_0)(\epsilon_r')^{1/2} \cdot z)} \cdot e^{-(2\pi/\lambda_0)(\epsilon_r''/2(\epsilon_r')^{1/2}) \cdot z}$$

L'argument de la première exponentielle représente la phase de l'onde ; l'argument de la deuxième est réel : il représente l'atténuation de l'amplitude du signal en raison de l'absorption de l'énergie par le milieu.

On définit la longueur d'absorption, l_a , pour laquelle l'amplitude du signal est divisée par un facteur e, soit :

$$l_a = (\lambda_0/\pi)(\epsilon_r')^{1/2}/\epsilon_r''$$

En terme d'intensité (carré de l'amplitude), on définit la profondeur de pénétration d_p égale à $l_a/2$.

Nous venons de définir un coefficient qui mesure l'absorption subie par le signal radiométrique en raison, uniquement, des pertes diélectriques du manteau neigeux. Si le rayonnement ne subissait aucune autre interaction avec le milieu en question, nous aurions une relation directe entre l'émissivité et la constante diélectrique, car absorption égale émissivité, d'après la loi de Kirchhoff. Dans ce cas théorique, sans diffusion, l'émissivité est toujours très proche de l'unité car le coefficient de réflexion (ρ) est alors très faible.

3.5 Diffusion dans le manteau neigeux

En fait, l'onde électromagnétique émise par un volume élémentaire du manteau neigeux se propage en subissant une diffusion volumique et une diffusion aux interfaces entre deux milieux homogènes (air/neige, neige/croûte de regel...). La diffusion de surface pour la neige est plutôt faible (Mätzler (1998)) et peut donc être négligée. Le manteau est formé de cristaux de neige et de poches d'air qui sont autant d'éléments diffuseurs pour le rayonnement qui se propage. La diffusion est le résultat des interactions entre les constituants du milieu de propagation et l'onde qui se propage ; la manifestation macroscopique de cette interaction est une augmentation du rayonnement dans toutes les directions et

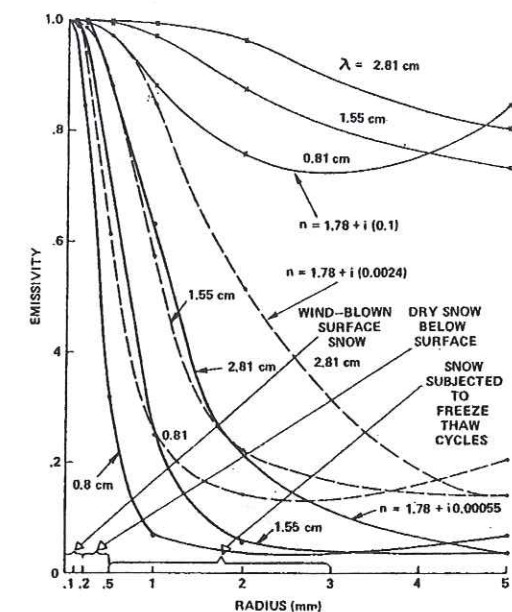


FIG. 3.1 – Emissivité de la couverture neigeuse en fonction de la taille des grains de glace pour trois valeurs différentes de la partie imaginaire de l'indice de réfraction et pour trois longueurs d'onde (after Chang et al. (1976)).

une diminution de celui-ci dans la direction de propagation. L'influence de la diffusion est principalement déterminée par le rapport entre la taille des éléments diffuseurs (les cristaux de neige) et la longueur d'onde. Dans le cas de la neige et des fréquences micro-ondes, ce rapport est proche de 0.1. La diffusion disperse l'onde électromagnétique dans le milieu et diminue son émissivité équivalente.

La figure 3.1 présente des résultats issus du modèle d'émissivité de Chang et al. (1976) qui montrent l'évolution de l'émissivité équivalente en fonction de la longueur d'onde, de la taille des grains de neige et de quelques valeurs de la partie imaginaire de l'indice de réfraction de la neige. Le modèle est simple : une couche de neige d'épaisseur variable, isotherme à 250 K, formée de particules de même taille disposées aléatoirement, d'indice de réfraction complexe, posée sur une couche de glace, parfaitement absorbante, à 270 K. La figure montre que plus l'effet de la diffusion devient important (grains de neige de plus en plus gros), plus l'émissivité équivalente dans la direction du capteur diminue (l'énergie émise par la couche de neige est dispersée dans toutes les directions). La diffusion ne modifie pas intrinsèquement l'émissivité locale d'un volume élémentaire de manteau neigeux, mais l'effet dispersif de l'énergie dans toutes les directions modifie le coefficient d'extinction, soit la profondeur de pénétration, et ainsi l'émissivité équivalente vue par le capteur.

L'émissivité réelle de la neige n'est, cependant, jamais aussi faible. Mätzler (1994) rapporte des valeurs d'émissivité de divers manteaux neigeux pour des fréquences proches de celles que nous utilisons : à 21 GHz, l'émissivité la plus faible est de 0.77 pour une épaisseur de neige sèche de 10 à 25 cm d'eau et pour la polarisation horizontale, l'émissivité

la plus élevée est de 0.98 pour une neige humide recouverte d'une fine couche de regel (1 à 3 cm).

3.6 Intégration du signal sur une certaine profondeur

L'effet de diffusion vient s'ajouter aux effets d'absorption et de profondeur de pénétration en modifiant la profondeur réelle à partir de laquelle provient le signal radiométrique vu par le capteur. L'ensemble de ces phénomènes d'interaction entre l'onde électromagnétique et le manteau neigeux peut se résumer sous la forme d'un coefficient d'extinction : somme des coefficients d'absorption et de diffusion (ces coefficients sont tirés de la théorie du transfert radiatif, par exemple *Ulaby et al.* (1982)). En l'absence de fonte, la température de brillance vue par le radiomètre n'est donc pas une température de peau (qui caractérise les tout premiers microns de la surface et telle qu'un radiomètre infra-rouge pourrait la mesurer) mais représente une moyenne, pondérée par les termes d'absorption et de diffusion, des températures de brillance des différentes couches du manteau neigeux. Dit d'une autre manière, la température de brillance dont nous disposons est une moyenne pondérée sur le profil vertical de température et d'émissivité du manteau neigeux mesuré.

On peut alors écrire une relation équivalente entre la température de brillance (T_b) émise par tout le manteau et les paramètres équivalents de ce dernier : $e = T_b/T$ où e et T_b sont l'émissivité et la température de brillance équivalente ; et T la moyenne pondérée de la température sur le profil vertical.

L'inversion du signal radiométrique est d'autant plus difficile que : d'une part, le manteau neigeux n'est généralement pas isotherme, d'autre part, la stratigraphie du manteau neigeux influence la valeur de la constante diélectrique et la diffusion, donc l'émissivité de chaque couche émettrice et l'émissivité équivalente, e , vue au final.

De manière générale, et toujours en l'absence de fonte, le coefficient d'extinction augmente avec la fréquence. La profondeur de pénétration diminue donc et le signal mesuré est de plus en plus représentatif de la température de surface : le signal radiométrique à 19 GHz sera moins en phase avec la température de l'air que le signal à 37 GHz mais il sera plus atténué car une plus grande épaisseur de neige intervient dans le signal. Le tableau 3.1 donne quelques profondeurs de pénétrations à titre d'exemples.

3.7 La constante diélectrique du manteau neigeux

La constante diélectrique du manteau neigeux est une moyenne qui tient compte de la constante diélectrique des différents constituants du manteau neigeux : les cristaux de glace, l'air emprisonné et l'eau liquide, lorsqu'elle est présente. La valeur moyenne de la constante diélectrique est fortement modifiée par la présence d'eau liquide en raison des très fortes pertes diélectriques de cette dernière (émissivité tend vers 1). Dans le domaine

Station	18 GHz	37 GHz
Dome C <i>Sherjal</i> (1995)	4.27	0.74
Lettau <i>Sherjal</i> (1995)	1.03	0.23
Plateau <i>Rott</i> (1989)	4.0 m	0.9 m
Mizuho <i>Rott</i> (1989)	2.4 m	0.8 m
Vostok <i>van der Veen and Jezek</i> (1993)	2.17 m	0.28 m
Alpes <i>Mätzler and Hüppi</i> (1989)	5.10 m	1.10 m

TAB. 3.1 – Profondeurs de pénétration calculées à partir des températures de brillance journalières de 1989 du SSM/I (*Sherjal* (1995)), des températures de brillance annuelles moyennes du SMMR (*Rott* (1989)), des températures de brillance mensuelles moyennes du SSM/I (*van der Veen and Jezek* (1993)) et mesurées en hiver dans les Alpes par *Mätzler and Hüppi* (1989) pour une neige de 350 kg/m³ à -4°C.

micro-onde, une neige un peu humide représente le meilleur corps noir naturel.

La constante de l'air est réelle et toujours proche de la valeur de la constante diélectrique dans le vide. En revanche, la constante diélectrique de la glace est complexe et dépend fortement des impuretés dans la glace. En Antarctique, cependant, la neige peut être considérée comme pure du point de vue des micro-ondes car les concentrations des impuretés (espèces ioniques, poussières...) sont extrêmement faibles (thèse de *Surdyk* (1993)).

Afin de passer des constantes microscopiques à la constante macroscopique de la neige, on utilise des formules de mélanges diélectriques. Elles sont nombreuses dans la littérature, mais celle qui semble la plus robuste date de 1946 (formule de Polder et van Santen - *Mätzler* (1998)).

L'apparition d'eau liquide dans le manteau neigeux affecte la constante diélectrique totale de manière très importante. En effet, pour des fréquences de l'ordre de 10 GHz, la partie imaginaire de l'eau liquide à 0°C est 1000 fois plus importante que celle de la glace à -1°C (figure 3.2). La constante diélectrique moyenne dépend du pourcentage en masse d'humidification du manteau neigeux. La forme que prend l'eau est aussi un paramètre important (aiguille ou disque avec une transition entre les deux formes pour 3% d'humidité - *Hallikainen et al.* (1986)). La constante diélectrique moyenne varie beaucoup au tout début de l'humidification et la profondeur de pénétration dans la neige (figure 3.3) décroît extrêmement vite (facteur 10 voire 100 pour des teneurs très inférieures à 1%). Quant à la valeur de l'émissivité équivalente, elle est également fortement influencée par la compétition entre la diffusion volumique et la diffusion de surface du manteau neigeux : lorsque la fonte commence, la diffusion de surface prend le pas sur la diffusion volumique (*Mätzler and Hüppi* (1989)). L'émissivité équivalente tend alors très vite vers des valeurs proches de l'unité.

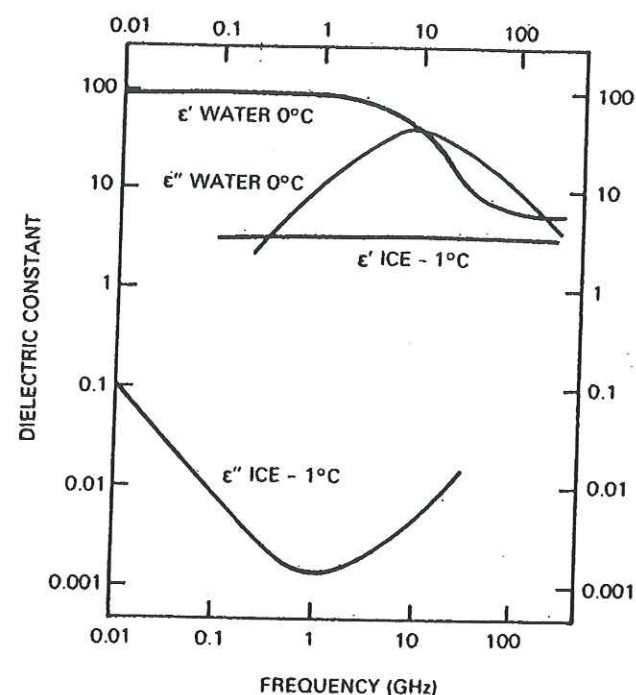


FIG. 3.2 – Constante diélectrique complexe pour l'eau liquide et la glace; ϵ' est la partie réelle et ϵ'' la partie imaginaire (Foster et al. (1984)).

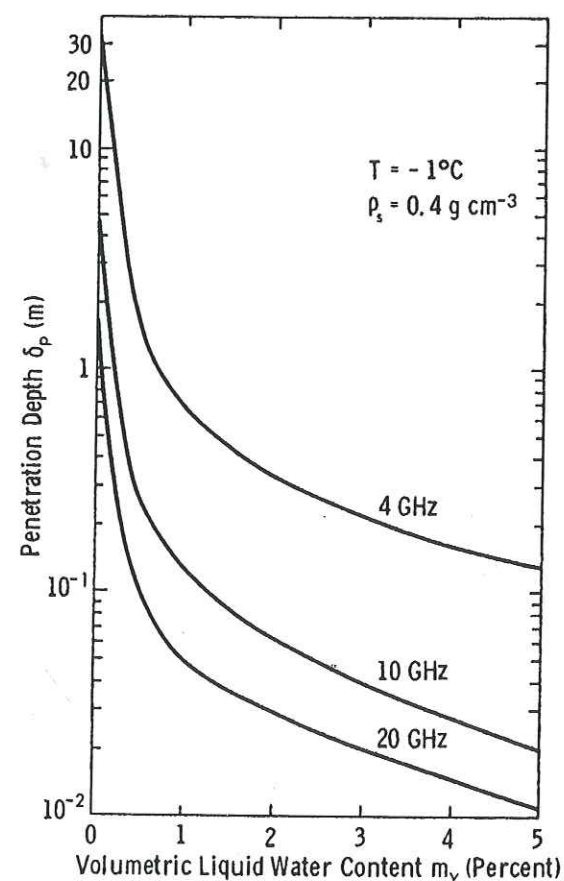


FIG. 3.3 – Profondeur de pénétration dans la neige en fonction de la teneur en eau liquide (Ulaby et al. (1982)).

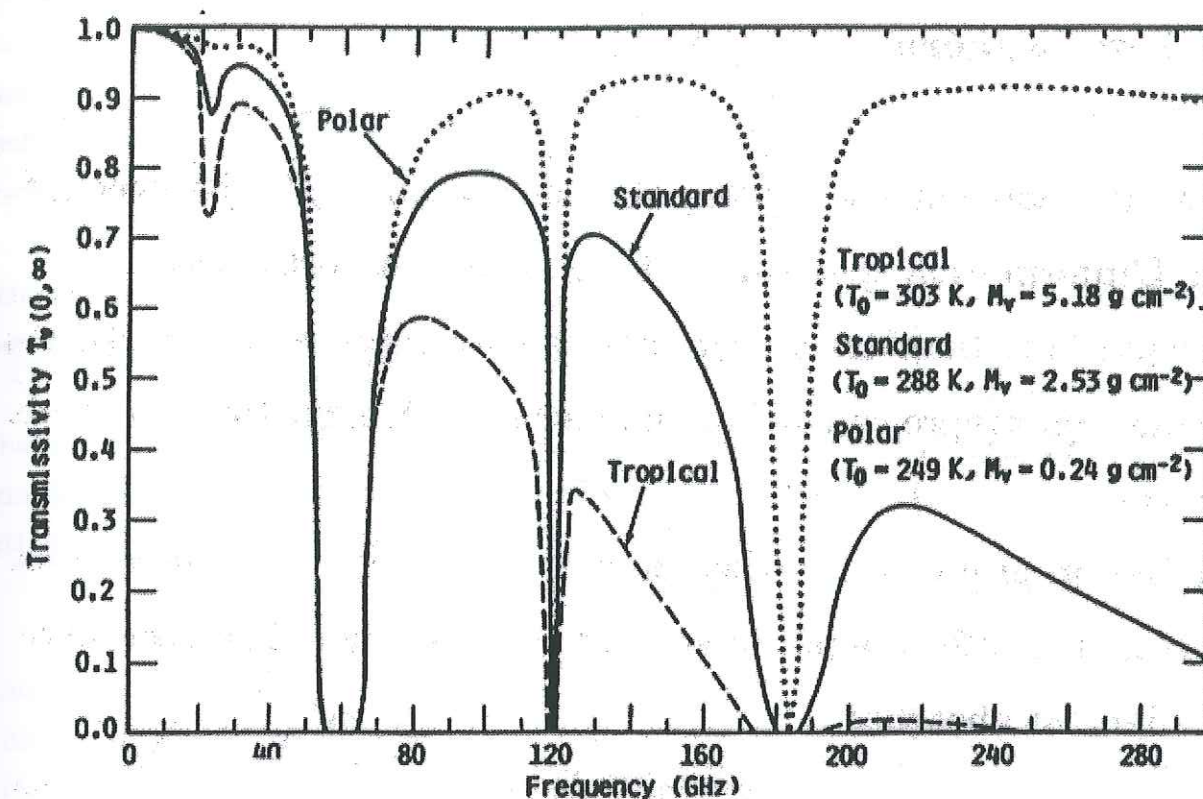


FIG. 3.4 – Transmission de l'atmosphère en fonction de la fréquence, pour différentes températures atmosphériques T_0 et contenus en vapeur d'eau M_v (Grody, 1976 reproduit par Ulaby et al. (1983)).

3.8 T_b apparente : effet de l'atmosphère sur le rayonnement du manteau neigeux

Entre le capteur en orbite et la surface émettrice se trouve l'atmosphère. Cette dernière contribue au signal mesuré de plusieurs manières :

- en émettant de l'énergie dans la même gamme de longueur d'onde
- en absorbant de l'énergie dans la même gamme de longueur d'onde (celle émise par la surface mesurée, celle émise par l'atmosphère)
- en diffusant l'énergie (à cause des particules solides ou liquides en suspension)

D'une manière générale, les effets de l'atmosphère (absorption et diffusion) sont plus importants à haute fréquence qu'à basse fréquence.

En zone polaire, l'atmosphère en ciel clair (gaz atmosphériques et vapeur d'eau, uniquement) est très sèche, ce qui la rend presque totalement transparente aux gammes de fréquences utilisées (1-50 GHz et 85 GHz, figure 3.4). De plus, dans la gamme micro-onde utilisée (section 4.1.1), l'émission propre de cette atmosphère est négligeable par rapport à celle de la neige.

Le signal radiométrique peut être affecté par les nuages (particules solides ou liquides en suspension dans l'atmosphère) via la diffusion, l'absorption et l'émission propre. Les nuages en atmosphère polaire sont essentiellement formés de particules de glace dont l'émission propre est négligeable et qui sont quasiment transparentes aux micro-ondes. Cependant, en été, en zone côtière, il arrive qu'il y ait des nuages d'eau liquide : ceux-ci peuvent avoir des effets non négligeables sur les signaux mesurés, en particulier à haute fréquence et autour du pic d'absorption de l'eau vapeur (22 GHz). Cependant, nous utiliserons les variations relatives des températures de brillance, et la présence de nuages ne devrait pas trop poser problème.

A condition de travailler à basse fréquence, il ne semble donc pas nécessaire d'effectuer de corrections atmosphériques du signal utilisé car celui-ci est quasiment indifférent aux nuages et à l'atmosphère claire. C'est une raison pour travailler à la fréquence 19.3 GHz (1.7 cm) plutôt qu'à 37 GHz (0.8 cm).

Chapitre 4

Les données

4.1 Les données micro-ondes

Des radiomètres micro-ondes passifs sont en orbite autour du globe depuis plus de 20 ans désormais et couvrent la surface du globe tous les jours (tous les deux jours avant fin juillet 1987 en raison des limites imposées par les batteries du satellite NIMBUS-7). Nous disposons ainsi de températures de brillance (Kelvin) journalières fiables et d'une série temporelle quasiment ininterrompue depuis 1979 (tableau 4.1). Les données de température de brillance sont archivées et distribuées sur support CD-ROM par le National Snow and Ice Data Center (NSIDC), à Boulder dans le Colorado. A raison de quelques mois par CD-ROM, la période de 20 années étudiée représente à peu près 60 CD-ROM.

Le radiomètre SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) succède au radiomètre SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) au cours du mois de juin 1987. Le radiomètre SSM/I a été lancé en juin 1987 à bord du satellite F-8 dans le cadre du programme américain DMSP (Defense Meteorological Satellite Program), puis sur les satellites F-11 et F-13. L'objectif de ce programme est d'obtenir sur une échelle globale, des paramètres atmosphériques, océanographiques ou concernant des étendues particulières comme la glace de mer dans les régions polaires. Le satellite est placé sur une orbite circulaire quasi-polaire (son inclinaison, soit l'angle entre le plan orbital du satellite et le plan équatorial,

nom de l'instrument	satellite	périodes de mesure utilisées
SMMR	NIMBUS-7	avril 1979 - juillet 1987
SSM/I	DMSP F8	août 1987 - décembre 1991
SSM/I	DMSP F11	janvier 1992 - juin 1995
SSM/I	DMSP F13	juillet 1995 - mars 1999

TAB. 4.1 – Périodes couvertes par les différents instruments de mesures micro-ondes (les périodes de recouvrement ne sont pas indiquées). SMMR : Scanning Multichannel Microwave Radiometer ; SSM/I : Special Sensor Microwave/Imager ; DMSP : Defense Meteorological Satellite Program.

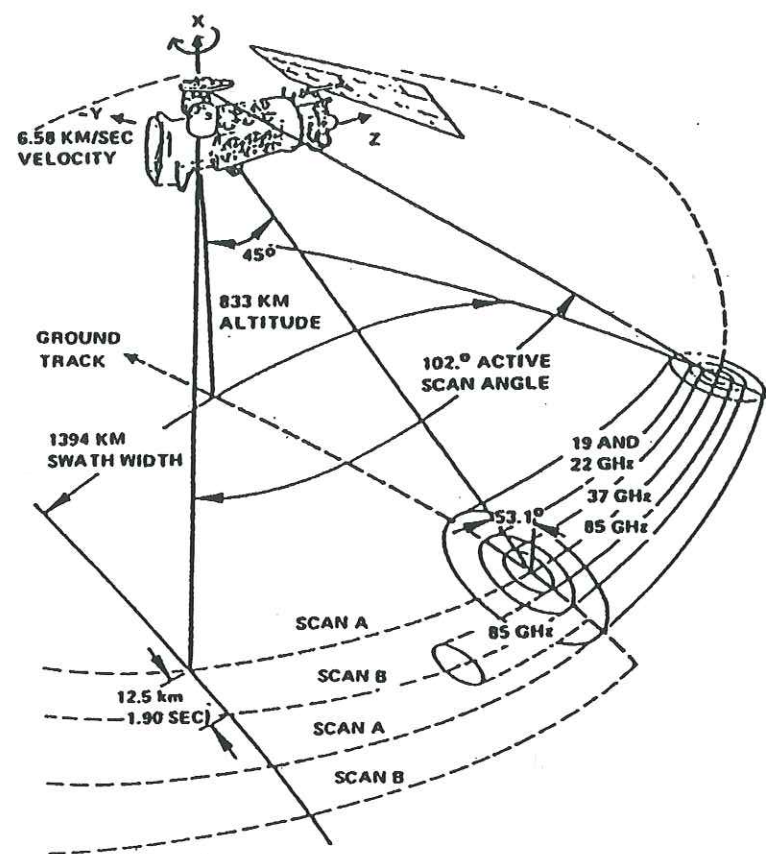


FIG. 4.1 – Caractéristiques géométriques de la mesure SSM/I.

est de 98.8°) et héliosynchrone, c'est-à-dire qu'il survole toujours un lieu donné à la même heure locale. Son altitude moyenne est de 833 km. Il effectue 14.1 révolutions par jour, ce qui correspond à une période de 102 minutes. Avec un angle de balayage de 102.4° soit une fauchée d'environ 1400 km de large, il permet une couverture quasi-globale des zones polaires chaque jour (et tous les 3 jours pour le reste du globe - effet de la latitude), à l'exception de deux cercles centrés sur chacun des pôles de 266 km de rayon (2.4° de latitude), à cause de l'inclinaison du plan de l'orbite du satellite par rapport à l'axe de rotation de la terre. Pour le radiomètre SMMR, le cercle est un peu plus grand (6° de rayon). Cette absence de données est sans conséquence pour nous puisque les zones de fonte du continent antarctique sont situées sur les côtes, bien au nord de ces latitudes. L'angle d'incidence au sol de la visée est fixe car le balayage est conique; il est égal à 53.1° (figure 4.1). Des informations plus détaillées sur les caractéristiques techniques du radiomètre peuvent être trouvées dans Hollinger (1989).

4.1.1 Fréquences utilisées

Les instruments SMMR et SSM/I possèdent plusieurs canaux de mesures, à différentes fréquences et deux polarisations (horizontale -H- et verticale -V) : 6.6_{SMMR} GHz (V,H), 10.0_{SMMR} GHz (V,H), 18_{SMMR} ou $19.35_{SSM/I}$ GHz (V,H), 22.2 GHz (V), 37.0 GHz (V,H),

and $85.5_{SSM/I}$ GHz (V,H). Les précédentes études menées sur la détection de la fonte suggèrent de se limiter aux fréquences 18-19 et 37 GHz (Zwally and Fiegles (1994); Abdalati and Steffen (1997)), d'abord parce qu'elles sont communes aux deux types d'instruments. Et ensuite parce que le canal 22 GHz est dans la raie d'absorption de la vapeur d'eau et la fréquence 85 GHz est trop influencée par la présence de vapeur d'eau et de nuages dans l'atmosphère (Mätzler (2000)). En outre, plus la fréquence est basse, plus le signal est sensible aux événements de fonte (Steffen et al. (1993)), et la polarisation horizontale permet, mieux que la polarisation verticale, de discerner les événements de fonte.

4.1.2 Echantillonnage spatial des données

Le long de sa trajectoire, le détecteur effectue des mesures tous les 12.5 km à 85 GHz et tous les 25 km à plus basse fréquence. Les dimensions de l'empreinte au sol (tâche au sol à -3 dB) sont de 69×43 km² à 19.3 GHz et 37×28 km² à 37.0 GHz. Cependant, pour la fréquence utilisée ici (19.3 GHz), les données sont interpolées sur une grille régulière de 25×25 km², résolution supérieure à celle de l'antenne à -3 dB.

Les données brutes de chacun des canaux sont moyennées et interpolées de la façon suivante : tout d'abord les coordonnées géodésiques de chaque scène élémentaire observée (pixel) sont converties en coordonnées cartésiennes attachées à la grille. A partir de ces nouvelles coordonnées, on peut déterminer les observations satellitaires qui "tombent" à l'intérieur de chacune des cellules de la grille pendant une période de 24h (de minuit à minuit UTC). Pour chaque cellule, on obtient ainsi la température de brillance journalière moyenne. L'orbite du satellite est telle qu'il passe plusieurs fois par jour au-dessus des pôles, la température de brillance moyenne ainsi déterminée est a priori bien représentative de la moyenne journalière. Les données auxquelles nous nous intéressons (centrées sur le pôle Sud) sont ainsi définies sur une grille régulière obtenue par projection stéréographique polaire, permettant de passer des coordonnées géodésiques aux coordonnées cartésiennes. Le plan de projection est tangent à l'ellipsoïde à la latitude 70° et non pas au pôle Sud de manière à minimiser les distorsions dans la zone marginale de glace de mer, l'un des objectifs du SSM/I étant l'observation de l'étendue de la glace de mer. La figure 4.2 montre les limites de la grille régulière.

Pour la fréquence 19.3 GHz que nous utiliserons par la suite, et pour les données de l'Hémisphère Sud, chaque pixel (carré de 25 km de côté) de la grille régulière est repéré par deux indices que nous noterons I et J; I varie de 1 à 316 et J de 1 à 332 (il y a donc 316×332 températures de brillance par jour). Sur la figure 4.2, I représente les colonnes et J les lignes, l'origine (0,0) étant situé en haut à gauche de la figure.

Afin de ne lire l'ensemble des CD-ROM qu'une seule fois, nous avons créé un fichier de format net-CDF qui comporte à lui seul l'ensemble des données nécessaires. Pour des raisons de taille de fichiers, nous avons dû éliminer une partie de la grille régulière qui ne présentait aucun intérêt pour nous : l'océan. Ainsi, notre grille comporte 200 lignes pour

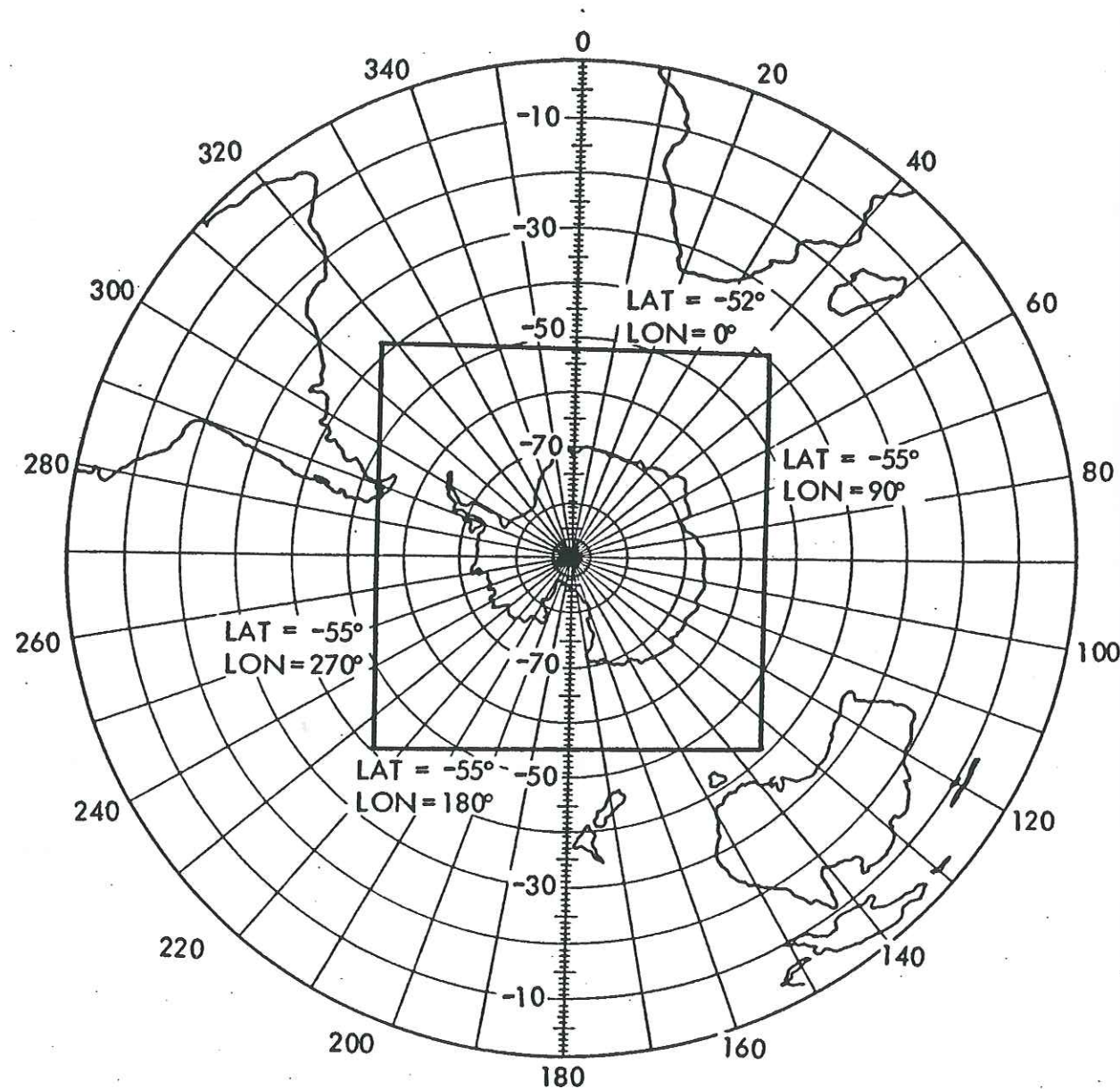


FIG. 4.2 – Grille Polaire Antarctique sur laquelle sont interpolées les données SMMR puis SSM/I.

instruments	canal	m (sans dimension)	b (K)
	18H	1.064	-2.79
SMMR	18V	1.149	-25.17
NIMBUS - 7	37H	1.048	-2.99
	37V	1.161	-35.08
	19H	1.013	-1.89
SSM/I	19V	1.013	-2.51
DMSP F11	37H	1.024	-4.22
	37V	1.000	0.052
	19H	1.001	-0.316
SSM/I	19V	1.005	-1.309
DMSP F13	37H	0.993	0.616
	37V	1.002	-0.052

TAB. 4.2 – Coefficients linéaires d'inter-étalonnage des instruments avec pour référence l'instrument SSM/I DMSP F8. Par exemple, $Tb^{SMMR-18H}_{calibree} = 1.064.Tb^{SMMR-18H}_{brute} - 2.79$.

230 colonnes seulement et épouse au mieux les côtes du continent antarctique.

4.1.3 Etalonnage des données

Les séries temporelles issues de divers instruments doivent être étalonnées entre elles pour éviter des biais dus aux différences d'étalonnages des instruments. Pour cela, on prend comme référence le satellite DMSP F8. Jezek *et al.* (1991) fournit les coefficients de calibration de l'instrument SMMR porté par le satellite NIMBUS-7, Abdalati and Steffen (1995) ceux de l'instrument SSM/I du satellite DMSP F11 et Colton and Poe (1999) ceux de l'instrument SSM/I du satellite DMSP F13. La calibration est une simple relation linéaire (corrélation pendant les périodes de recouvrement) entre la température de brillance initiale (brute) et la température étalonnée : $Tb_{etalonnee} = m.Tb_{brute} + b$, dont on donne les valeurs dans le tableau 4.2. La méthode utilisée considère que les deux canaux (18.0 GHz et 19.35 GHz) sont identiques. Elle ne tient pas compte des heures de passage différentes des instruments au-dessus d'un point considéré (jour, nuit...), ce qui peut être une source d'erreur pour notre utilisation des données. Enfin, les périodes pendant lesquelles deux satellites successifs fonctionnent simultanément sont généralement courtes (28 jours pour le passage F8, F11) et ne permettent pas un étalonnage très fiable. Néanmoins, Jezek *et al.* (1991) ont montré que les données ainsi étalonnées étaient exploitables sur de longues périodes.

En dépit d'une incertitude sur l'intercalibration, notre étude de la variabilité temporelle de la fonte de surface en Antarctique est réalisable sans craindre les dérives instrumentales; en effet, notre utilisation des données nous permet de nous affranchir des

été	date	Péninsule	Filchner	DML	Amery	Wilkes	Ross	MBL
1981-82	5 oct - 26 déc	X	X	X	X	X	X	X
1986-87	4 - 10 déc	X	X	X	X	X	X	X
1987-88	3 déc - 12 janv	X	X	X	X	X	X	X
1988-89	24 - 28 déc	X	X	X	X	X		X
1990-91	22 - 26 déc	X	X	X	X	X	X	X
1990-91	25 - 28 oct	X	X	X	X	X		X
1991-92	19 - 31 déc	X		X	X	X	X	

TAB. 4.3 – Liste des jours dont la donnée est manquante en fonction de la zone (voir figure 5.11).

problèmes de dérives occasionnées par les erreurs d'étalonnage comme nous le verrons dans la section 5.1.2.

4.1.4 Données satellite manquantes

Il existe un certain nombre de données manquantes au long des 20 années disponibles, dont il faut tenir compte afin de ne pas biaiser les calculs ultérieurs.

Nous avons décidé d'interpoler linéairement les données manquantes d'une durée inférieure ou égale à 3 jours. Ce choix permet de combler tous les jours manquants entre 1979 et 1987 (en raison du fonctionnement un jour sur deux du satellite NIMBUS-7), mais aussi beaucoup d'autres petits trous durant les années suivantes. Une autre méthode (*Zwally and Fiegles (1994)*) consisterait à utiliser le résultat du jour précédent (ou suivant) lorsque la donnée du jour n'est pas disponible. Les deux méthodes sont statistiquement équivalentes et l'interpolation permet de récupérer jusqu'à 3 jours de données au lieu d'un seul jour.

Une fois les trous de 1 à 3 jours comblés, il reste des périodes plus longues qu'il n'est pas raisonnable d'interpoler. La période de l'été austral (de octobre à mars) est celle que nous surveillons le plus. Pour cela, nous disposons d'une variable qui, pour chaque pixel de l'Antarctique et chaque jour des 20 années étudiées, vaut 0 si la donnée est manquante et 1 sinon.

Pour une vision plus globale de la répartition des trous, nous avons calculé le pourcentage journalier de données manquantes au sein d'une zone géographique donnée. Le continent antarctique est découpé en 7 zones (rectangles sur la grille de projection, figure 5.11) dont le choix est expliqué section 5.2. L'ensemble des 7 zones couvre la totalité des zones de fonte du continent (essentiellement les côtes). Pour chaque zone, nous avons calculé l'évolution estivale jour après jour du pourcentage de trous (exemple pour la zone DML, figure 4.3).

Nous avons rassemblé les résultats dans le tableau 4.3. Deux étés sont particulière-

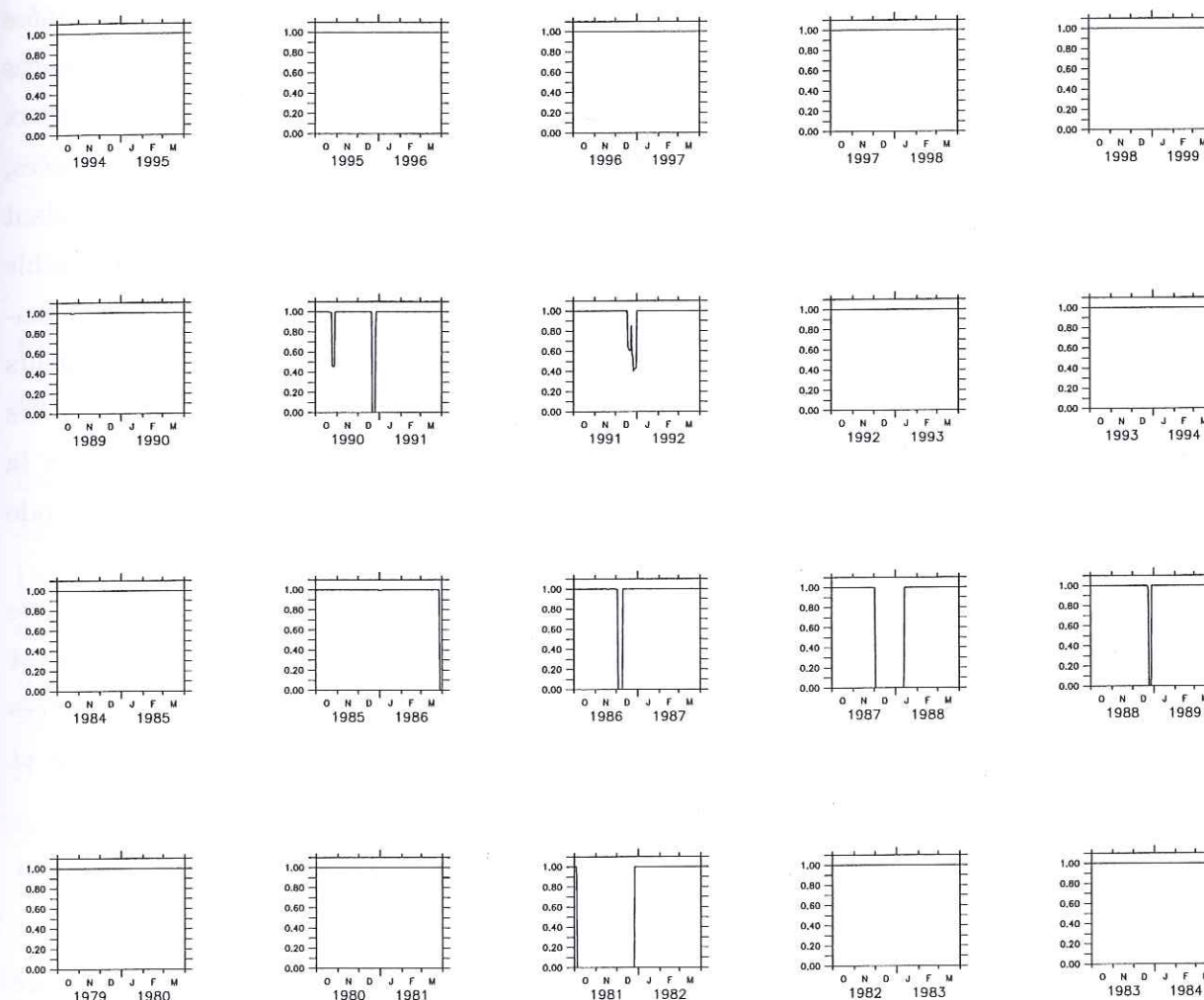


FIG. 4.3 – Evolution journalière (sur 20 ans) du pourcentage de données manquantes pour la zone Dronning Maud Land.

ment marqués (1981-82 et 1987-88) car aucune donnée n'est disponible pour la totalité du continent antarctique durant respectivement 3 mois (du 5 octobre 1981 au 26 décembre 1981) et un mois et demi (du 3 décembre 1987 au 12 janvier 1988). De tels trous nécessitent, dans la plupart des cas, l'élimination pure et simple de ces deux étés. Ainsi, de potentiellement 20 années de données, nous passons, en pratique, à seulement 18 ans, réparties sur 20 années.

Mais d'autres périodes manquent selon les zones. La durée de ces trous est relativement courte et ne nécessite pas d'éliminer l'année concernée, toutefois il n'est pas possible de laisser la série de données dans l'état. En effet, l'erreur commise au cours des années comportant des trous biaise les résultats puisque les périodes concernées par les données manquantes sont artificiellement dépourvues de fonte. Nous avons ainsi le choix entre deux méthodes : soit nous comblons les trous par la moyenne des données des autres années, soit nous éliminons arbitrairement, et chaque année, les périodes de l'année correspondant à l'ensemble des trous. Dans le premier cas, la période estivale est entièrement disponible chaque année ; certaines données sont artificielles et introduisent un biais dans les tendances de l'évolution de la fonte sur 20 ans, tout en permettant de discuter des valeurs absolues annuelles. Dans le deuxième cas, nous amputons tous les étés de quelques jours en octobre et d'une assez longue période en décembre ; les tendances d'évolution de la fonte ne sont, ainsi, pas biaisées, mais correspondent à une partie seulement de la période estivale.

Dans la suite de l'étude statistique (section 7.2.2), nous aurons besoin d'une série temporelle complète sur les 20 années disponibles. Le seul moyen dont nous disposons est de n'utiliser que les données de fin d'été (commençant mi-janvier), car toutes les années sont alors complètes. Mais la série ainsi constituée est représentative de la fin de l'été et non de l'ensemble de la période estivale.

4.1.5 Masques géographiques et filtres d'événements de fonte

En dehors de l'influence des sols nus (rochers, dont le faible albédo provoque la fonte de la neige à proximité), aucune humidification du manteau neigeux n'est susceptible d'apparaître au-delà d'une certaine altitude : *Giovinetto* (1964) donne quelques chiffres qui vont de 100 à 1000 mètres selon les endroits. La fonte à proximité des montagnes n'est qu'un épiphénomène qui ne concerne qu'une fraction très faible de la surface totale du continent (de plus, le signal micro-onde est perturbé par la présence des roches car celles-ci ont une émissivité différente de la neige -0.9 pour un sol nu et 0.7/0.8 pour la neige *Mätzler* (1987), pour le canal 19 GHz en polarisation horizontale). Afin d'éliminer une partie des *faux* événements de fonte dus à la présence de roches nues (chaîne transantarctique et nombreux pics rocheux -nunatacks-) sans perdre d'information, nous avons décidé de filtrer tout signal provenant d'une surface dont l'altitude est supérieure à 1500 mètres. Un modèle numérique de terrain (MNT, *Remy et al.* (1999)) nous a permis de créer un

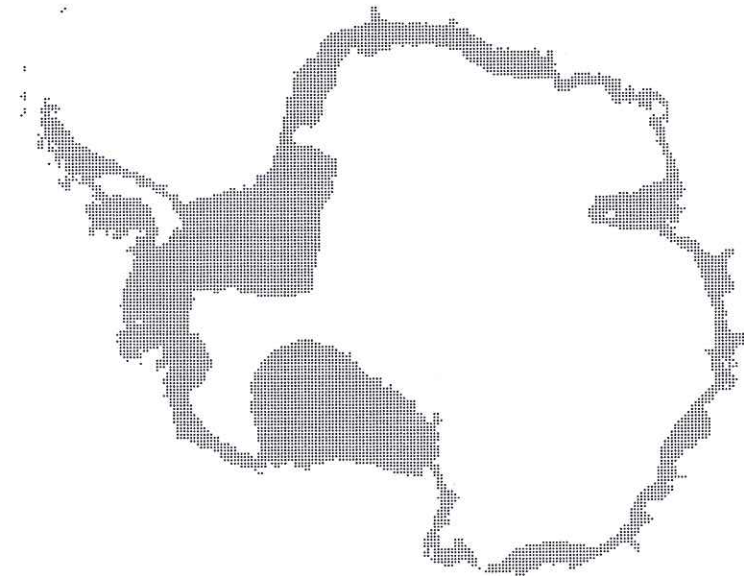


FIG. 4.4 – En grisé, partie du continent Antarctique délimitée par les masques terre/océan et topographiques (altitude comprise entre 0 et 1500 m).

masque similaire au masque océan-continent fourni par le NSIDC. Ce masque océan-continent nous sert à éliminer les pixels qui ne sont pas sur le continent (émissivité de l'eau libre : 0.6 *Mätzler* (1987)) et surtout les pixels mixtes qui contiennent une partie d'océan et une partie de continent, car alors le signal, comme dans le cas du sol nu, est inutilisable. La zone délimitée par la conjugaison de ces deux masques est donc une bande comprise entre 0 et 1500 mètres d'altitude sur les côtes de l'Antarctique (figure 4.4). Entre 0 et 1500 mètres d'altitude restent quelques zones contenant encore des sols nus, mais il ne nous est pas possible de filtrer plus finement les pixels peu fiables. La Péninsule et le Marie Byrd Land (Antarctique de l'Ouest) sont deux zones assez rocailleuses, donc susceptibles de contenir des pixels mixtes, sources d'imprécisions, mais ce sont aussi deux zones où la fonte est très importante (en raison, aussi de la présence de sols nus) et nous préférons les conserver pour notre étude de la fonte de surface.

Toutefois, ces précautions prises, tout événement journalier de fonte n'est pas forcément accepté. En effet, le signal de température de brillance n'est pas exempt d'erreurs de mesures dont les plus remarquables et les plus courantes sont des pics (maxima de température en plein hiver, par exemple). De tels maxima ne manquent pas d'être comptabilisés en jour de fonte par l'algorithme. Mais si de telles erreurs se glissent dans les données, elles restent, cependant, isolées dans le temps et ne durent, en général, pas plus d'une journée. Ainsi, un événement de fonte n'est pris en compte que s'il n'est pas isolé dans le temps, c'est-à-dire que pour un pixel donné, on ne comptabilisera un événement de fonte que s'il dure 2 jours consécutifs au minimum.

4.2 Les données météorologiques de surface

Pour savoir assurément s'il y a fonte, il faudrait connaître le profil de température de la neige (fonte à 0°C). En effet, la fonte peut commencer à quelques centimètres sous la surface, en raison de la compétition entre le réchauffement de la neige via la pénétration des rayons solaires dans le manteau neigeux (sur quelques centimètres) et le refroidissement de la surface dans l'infra-rouge (sur seulement quelques micromètres). Comme nous l'avons précisé ci-dessus, le signal micro-onde dépend des caractéristiques d'un volume de neige et l'inversion du signal, nécessaire pour calculer ce profil, n'est pas aisée. Ainsi, l'utilisation des données micro-ondes ne nous permet pas de connaître la température de la neige. La méthode que nous utiliserons pour détecter la fonte sera donc moins directe et les résultats plus critiquables.

Il nous paraît donc essentiel de pouvoir contrôler l'existence des événements de fonte détectés par les satellites à partir de mesures au sol. Ces mesures doivent être, au minimum, journalières, et les séries temporelles doivent couvrir la plus grande partie des 20 dernières années. Les mesures idéales seraient un bilan énergétique complet de la surface de la neige. Malheureusement, de telles mesures sont très récentes et ponctuelles dans le temps et l'espace, car très lourdes à mettre en œuvre. Les seules données météorologiques disponibles et vérifiant les conditions temporelles énoncées ci-dessus sont les mesures de température de l'air près du sol.

Pour cela, nous disposons des données de stations météorologiques en différents points du continent et essentiellement sur les côtes (facilité d'accès). Les périodes couvertes sont relativement longues et de nombreuses stations fonctionnaient bien avant la mise en service des satellites. Cependant, les séries ne sont pas toutes complètes en raison des pannes subies par les stations au cours des périodes sans maintenance.

Il existe deux types de stations météorologiques : les stations habitées (MWS : Maned Weather Station) et les stations automatiques (AWS : Automatic Weather Station). Les données AWS ont été téléchargées depuis le site *ftp://ice.ssec.wisc.edu* et les données MWS proviennent des archives de l'CEPMMT (Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme). Les données AWS mesurent plusieurs fois par jour la température à quelques mètres du sol (3 mètres lors de l'installation des stations), la vitesse et la direction du vent, plus quelques autres variables telles que l'humidité de l'air et la pression. Certaines stations très récentes mesurent la température de peau mais aucune n'est située sur les côtes, là où la fonte a lieu. La hauteur à laquelle sont faites les mesures n'est en fait pas connue avec précision du fait de l'accumulation de neige : la station s'enfonce petit à petit dans la glace.

Les données finalement utilisées sont échantillonnées à 3 heures et nous en extrayons la température maximale de la journée pour créer des fichiers de température journalières. Les températures maximales représentent pour nous la période de la journée pendant

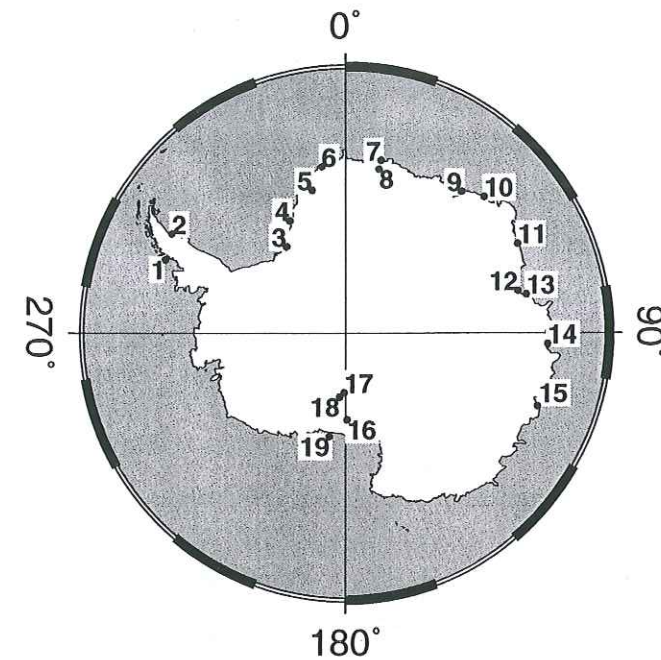


FIG. 4.5 – Localisation des stations météorologiques listées dans le tableau 4.4

laquelle nous avons le plus de chance d'observer de la fonte. De plus, ces températures sont moins susceptibles d'être mesurées durant une forte inversion de température car l'air chaud provoque des turbulences locales qui mélangent les premiers mètres de l'atmosphère et détruisent les inversions de températures. Ainsi, ces températures ont de fortes probabilités d'être à peine plus élevées voire un peu moins élevées que celles qui règnent au sol, et la différence entre ces températures et la température de peau du sol devient systématique et moins gênante qu'une erreur aléatoire. Dans le cas où le mélange près du sol est important, il ne sera pas aberrant d'avoir une température de l'air négative lors d'un événement de fonte au sol ; dans le cas contraire, où il y a inversion, la température de l'air pourra être positive sans qu'il y ait fonte pour autant.

Le choix des stations utilisées est fondé sur la longueur et la fiabilité de leurs données et surtout sur leur situation géographique. Nous avons essayé de répartir les stations tout autour du continent mais le critère déterminant est resté l'homogénéité de la surface environnante aux échelles d'une mesure spatiale (proximité ou non de rochers, chaînes montagneuses ou océan). En effet, la tâche au sol du radiomètre est assez grande (plus de 50 km de diamètre en moyenne) et la présence de sol nu (sans neige) ou d'eau liquide (océan libre) dans la zone survolée fausse la mesure. Il faut donc trouver des stations côtières (donc elles-mêmes très proches de l'océan) situées près de vastes étendues de glace afin que nous puissions comparer les mesures de température avec un signal radiométrique de qualité et issu d'une zone proche de ces stations. Notre choix s'est porté sur 19 stations¹ dont nous donnons quelques caractéristiques dans le tableau 4.4.

En outre, nous avons téléchargé des températures moyennes estivales (décembre-janvier) calculées à partir des mêmes données depuis le site de l'Université de Tasmanie

¹La station de Rothera Point n'est pas utilisée pour calibrer l'algorithme mais seulement pour comparer les indices de fonte avec les données météorologiques in situ.

Numéro	Nom de la station	Latitude (°S)	Longitude	Altitude (m)	Température moyenne estivale (déc/janv - °C)
1	Rothera	67.57	68.13°W	16	+1.2
2	Larsen	66.95	60.91°W	17	-0.2
3	Base Belgrano	77.87	34.62°W	32	-2.9
4	Halley	75.50	26.65°W	39	-4.6
5	Nordenskiold Base	73.05	13.38°W		-5.6
6	Neumayer	70.62	8.37°W	50	-4.4
7	Novolazarevskaya	70.77	11.83°E	99	+0.3
8	Maitri	70.77	11.75°E	117	+0.5
9	Syowa	69.00	39.58°E	21	-0.7
10	Molodeznaja	67.67	45.85°E	40	-1.0
11	Mawson	67.60	62.90°E	16	-0.3
12	Zhongshan Weather	69.40	76.40°E	18	-0.1
13	Davis	68.60	78.00°E	13	+0.7
14	Mirnyj	66.55	93.02°E	30	-2.0
15	Casey	66.28	110.52°E	41	-0.3
16	Gill	79.99	178.61°W	55	-7.8
17	Elaine	83.10	178.60°W	60	-8.7
18	Lettau	82.52	174.45°W	55	-6.4
19	Ferrel	77.95	170.80°W	45	-7.1

TAB. 4.4 – Liste des stations météorologiques dont les données sont comparées avec les données satellite. La moyenne estivale est calculée à partir des données disponibles sur les 20 dernières années. La station de Casey Air Strip, située très près de celle de Casey, n'est pas citée mais est utilisée.

[http://www .antarc.utas.edu.au/~jacka/temperature.html](http://www.antarc.utas.edu.au/~jacka/temperature.html) dans le but de les comparer aux indices de fontes calculés section 5.2.

Nous n'avons malheureusement aucun moyen de calculer les températures du sol à partir de celles de l'air, car les gradients de températures près du sol sont imposés par un bilan d'énergie dont nous ne connaissons aucun des termes. Des inversions de température (sol plus froid que l'air au-dessus) peuvent se produire si le vent n'est pas assez fort pour mélanger la couche d'air au sol. Les inversions de température sont très fréquentes en hiver (pas de soleil pour alimenter les vents turbulents de la couche limite) et moins en été (surtout près des côtes grâce aux vents catabatiques qui permettent un bon mélange près du sol). Il n'est cependant pas impossible que la température à 3 mètres soit positive alors que la température des premiers centimètres de neige est encore négative (pas de fonte). De même, il n'est pas impossible que la température à 3 mètres soit négative alors que la température de la neige est nulle (fonte). Nous tiendrons compte de ces phénomènes lors de l'interprétation des résultats (cf. section 5.1.3).

Chapitre 5

Détection des événements de fonte

5.1 Algorithme de détection des zones de fonte

5.1.1 Principe physique

Comme nous l'avons expliqué dans la section 4.2, les données micro-ondes ne nous permettent pas de calculer directement la température de la neige et les événements de fonte seront détectés moins directement en utilisant la forme du signal micro-onde.

En quelques mois, l'émissivité de la neige sèche évolue peu. L'émissivité sera modifiée petit à petit en raison des précipitations solides -neige ancienne recouverte par de la neige fraîche- et du métamorphisme des cristaux de neige -grossissement des cristaux, densification du manteau. Le signal vu par le satellite reflète donc essentiellement les variations saisonnières de la température équivalente du volume émetteur. L'émissivité moyenne annuelle à Dome C en 1989 pour la fréquence 19.3 GHz était de 0.65 en polarisation horizontale, et 0.85 en polarisation verticale (*Sherjal and Fily (1994)*). Ces valeurs d'émissivité sont bien représentatives des surfaces rencontrées en Antarctique (*Zwally and Fiegles (1994)*) et l'on peut remarquer que l'émissivité en polarisation horizontale est plus faible que celle de la polarisation verticale. La figure 5.1 présente la série temporelle des températures de brillance à Dome C au cours des 20 années d'étude. Le cycle semble plus aplati vers le bas (périodes hivernales) car, durant l'absence de soleil, la température n'évolue plus beaucoup dans le manteau.

Dans le cas où la neige s'humidifie, l'émissivité équivalente augmente vers des valeurs très proches de l'unité (0.9 d'après *Zwally and Fiegles (1994)*) et les températures de brillance sont beaucoup plus élevées (273 K multiplié par l'émissivité, soit, par exemple, 260-270 K pour le point choisi dans la figure 5.2¹). Ainsi, les périodes durant lesquelles de vastes surfaces (plusieurs dizaines de km²) expérimentent un peu de fonte seront aisément détectables à l'oeil à partir des séries temporelles de température de brillance. En effet, pour la fréquence 19.3 GHz, l'émissivité équivalente, donc la température de brillance

¹la mesure micro-onde est une moyenne sur une surface assez grande, et la température correspondant à la fonte ($\epsilon \cdot 273$) sera atteinte si toute la surface subit de la fonte.

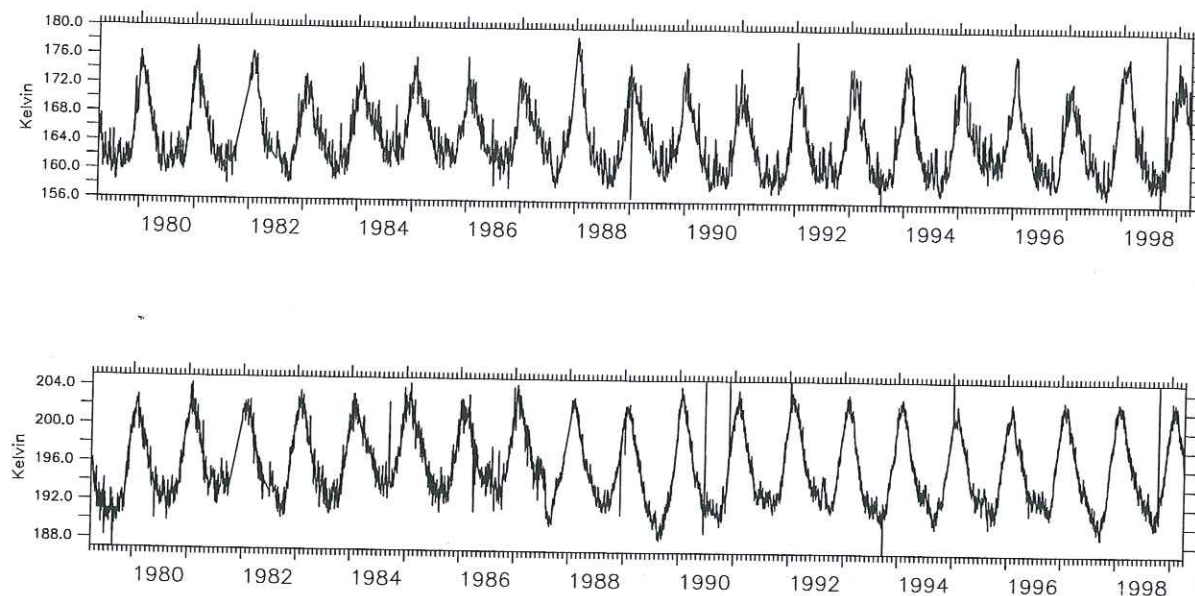


FIG. 5.1 – Température de brillance à Dome C (74.50°S, 123.00°E) pour la fréquence 19.3 GHz et les polarisations H (haut) et V (bas).

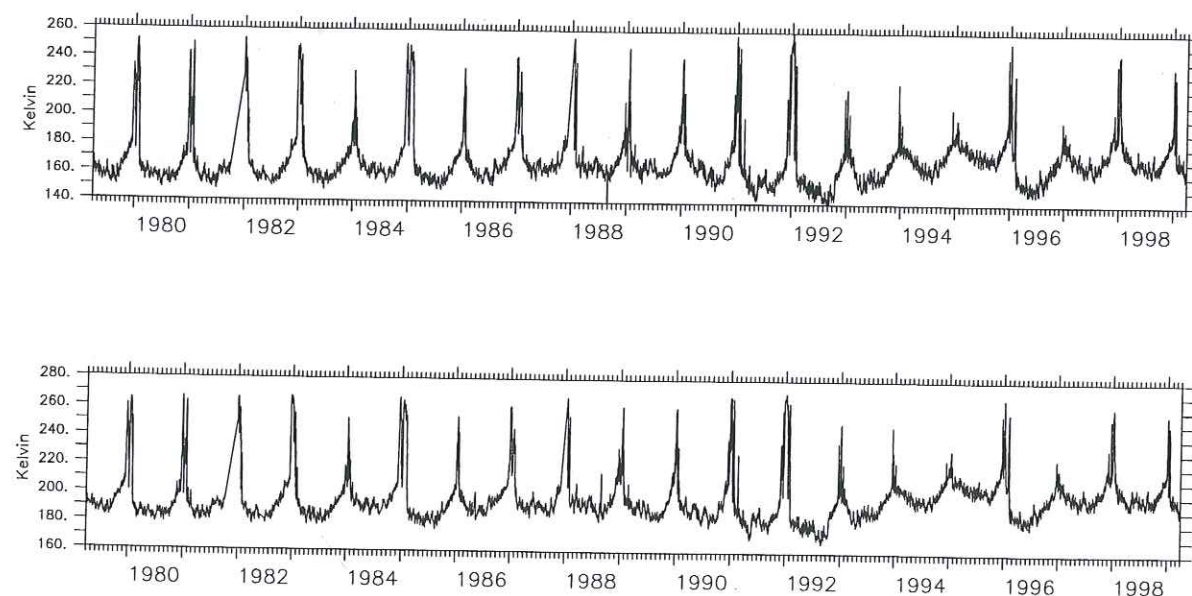


FIG. 5.2 – Température de brillance à 70°S, 0°E (zone DML) pour la fréquence 19.3 GHz et les polarisations H (haut) et V (bas).

équivalente, subira une augmentation d'environ 20 %, ce qui est tout à fait comparable à l'amplitude annuelle d'un cycle de température de brillance en neige sèche. Le résultat sera l'apparition d'un pic de fonte très reconnaissable comme ceux visibles sur la figure 5.2.

5.1.2 Utilisation du canal 19H (19.3 GHz H)

L'utilisation du canal 19.3 GHz est recommandée en raison des considérations faites dans la section 3.8 sur l'influence de l'atmosphère sur le signal radiométrique émis par la surface neigeuse. Le choix de la polarisation horizontale (H), quant à lui, est plus directement lié au type d'algorithme utilisé : comme l'émissivité horizontale de la neige sèche est sensiblement plus faible que la verticale, les pics de fonte seront plus importants en polarisation horizontale qu'en verticale (*Zwally and Fiegles (1994)*).

Pour détecter les pics de fonte, la température de brillance de chaque pixel est comparée à un seuil en température au-delà duquel on considère qu'il y a fonte et en-deçà duquel on considère qu'il n'y a pas fonte. Ce seuil est variable d'une année sur l'autre et d'un pixel à l'autre, car à chaque pixel correspond une surface de neige et de glace dont la structure lui est propre et qui peut fortement évoluer d'une année sur l'autre. En effet, la présence, ou non, d'une croûte de regel due à un épisode de fonte passé, la densité du manteau neigeux et les métamorphismes des cristaux de glace dépendent de nombreux paramètres (accumulation moyenne annuelle, vent, température moyenne annuelle...) et influencent beaucoup la température et l'émissivité équivalente de cette surface. Ce qui vient d'être dit est illustré par la figure 5.2 : l'épisode de fonte de l'été 1991-92 est relativement long et la température de brillance (en fait, l'émissivité équivalente du manteau neigeux), durant la période hivernale qui suit, diminue beaucoup plus que d'habitude en raison, on peut le penser, de la formation d'une croûte de glace en surface à la fin de l'été. Par la suite, et ce jusqu'à l'été 1995-96, la température de brillance (en fait, l'émissivité équivalente) augmente selon une tendance marquée qui peut être expliquée par l'accumulation de neige (l'émissivité équivalente augmente progressivement car la croûte de glace est progressivement recouverte par de la neige fraîche dont l'émissivité est supérieure à celle de la glace, *Bingham and Drinkwater (1999)*). Cet exemple d'évolution à long terme de la température de brillance montre clairement qu'il est déraisonnable de fixer un seuil constant sur plus d'une année. Un seuil variable permet, en outre, de quasiment s'affranchir des problèmes d'étalonnage des capteurs satellitaires dont nous avons parlé dans la section 4.1.3.

Le seuil, que nous noterons T , est la somme de la moyenne annuelle (M) et de N fois l'écart type (σ) de la série de température de brillance du pixel considéré : $T = M + N \cdot \sigma$. La moyenne annuelle permet de prendre en compte les variations inter-annuelles du signal et l'écart type la variabilité spatiale de l'amplitude du signal.

La moyenne annuelle est calculée en chaque pixel du continent entre le 1 avril et le 31 mars de chaque année. Dans certaines régions, telle la Péninsule, la période de fonte peut

durer jusqu'à 4 mois, et la moyenne calculée est biaisée vers les valeurs typiques de fonte. Pour remédier au problème, la moyenne est calculée de manière itérative, en enlevant arbitrairement certaines valeurs trop éloignées de la moyenne précédente : on calcule une première moyenne annuelle, et pour les deux calculs suivants, on élimine toutes les valeurs dont la différence avec la moyenne précédente est plus grande que 30 K. L'écart type est calculé de la même manière. Le seuil de 30 K est issu d'une étude antérieure (*Zwally and Fiegles (1994)*) que nous présentons dans la section 5.1.4.2.

Pour chaque pixel et chaque jour, l'algorithme fournit une information binaire : 1 s'il détecte de la fonte et 0 sinon. Nous considérons que la fonte affecte la totalité de la surface d'un pixel ou ne l'affecte pas du tout, sans pouvoir distinguer les cas intermédiaires.

5.1.3 Détermination de la valeur du paramètre N

Si la moyenne M et l'écart type σ dépendent de l'année et du pixel considéré, le paramètre N doit toujours être le même car il ne dépend que de la physique du rayonnement et non des caractéristiques météorologiques ou structurales du manteau neigeux. Cependant, l'algorithme choisi est extrêmement simpliste, et il serait inutile de calculer la valeur du paramètre N à partir d'un modèle d'émissivité. Nous avons, par contre, à notre disposition des données de terrain (les températures AWS ou MWS, section 4.2) que nous pouvons utiliser afin de déterminer une valeur de N en comparant les températures maximales journalières d'une station avec le résultat de l'algorithme.

Les stations météorologiques que nous avons sélectionnées (section 4.2) sont situées dans de vastes zones relativement planes et homogènes de telle sorte que le signal radiométrique issu de cette zone (le radiomètre voit une surface moyenne d'un diamètre supérieur à 50 km) soit représentatif de l'état moyen du manteau neigeux et soit peu perturbé par la présence de rochers, d'eau libre ou de reliefs. On considère que la température relevée en un point dans une station météorologique est représentative de la situation météorologique de l'ensemble du pixel utilisé pour détecter la fonte en cet endroit.

Les figures 5.3 à 5.7 présentent les distributions temporelles du nombre de jours de fonte en fonction de la température de l'air pour différentes valeurs de N comprises entre 1 et 4, et, à titre de comparaison, pour l'algorithme à seuil fixe de *Zwally and Fiegles (1994)* (section 5.1.4.2, seuil fixe de 30 K). Pour chaque station météorologique, chaque algorithme et chaque valeur de N , nous avons comptabilisé les températures maximales des journées de fonte. Pour chaque figure, l'ordonnée représente le nombre de jours de fonte et l'abscisse les températures correspondantes par pas de 1°. Idéalement, et si nous disposions des températures de la surface de la neige, nous devrions détecter la fonte uniquement pour des températures nulles. En fait, les températures de l'air ne correspondent pas aux températures de surface de la neige et nous ne pouvons pas facilement passer des unes aux autres (par manque d'informations météorologiques). De plus, l'algorithme peut se tromper et détecter un événement de fonte qui n'en est pas un, alors associé, par exemple,

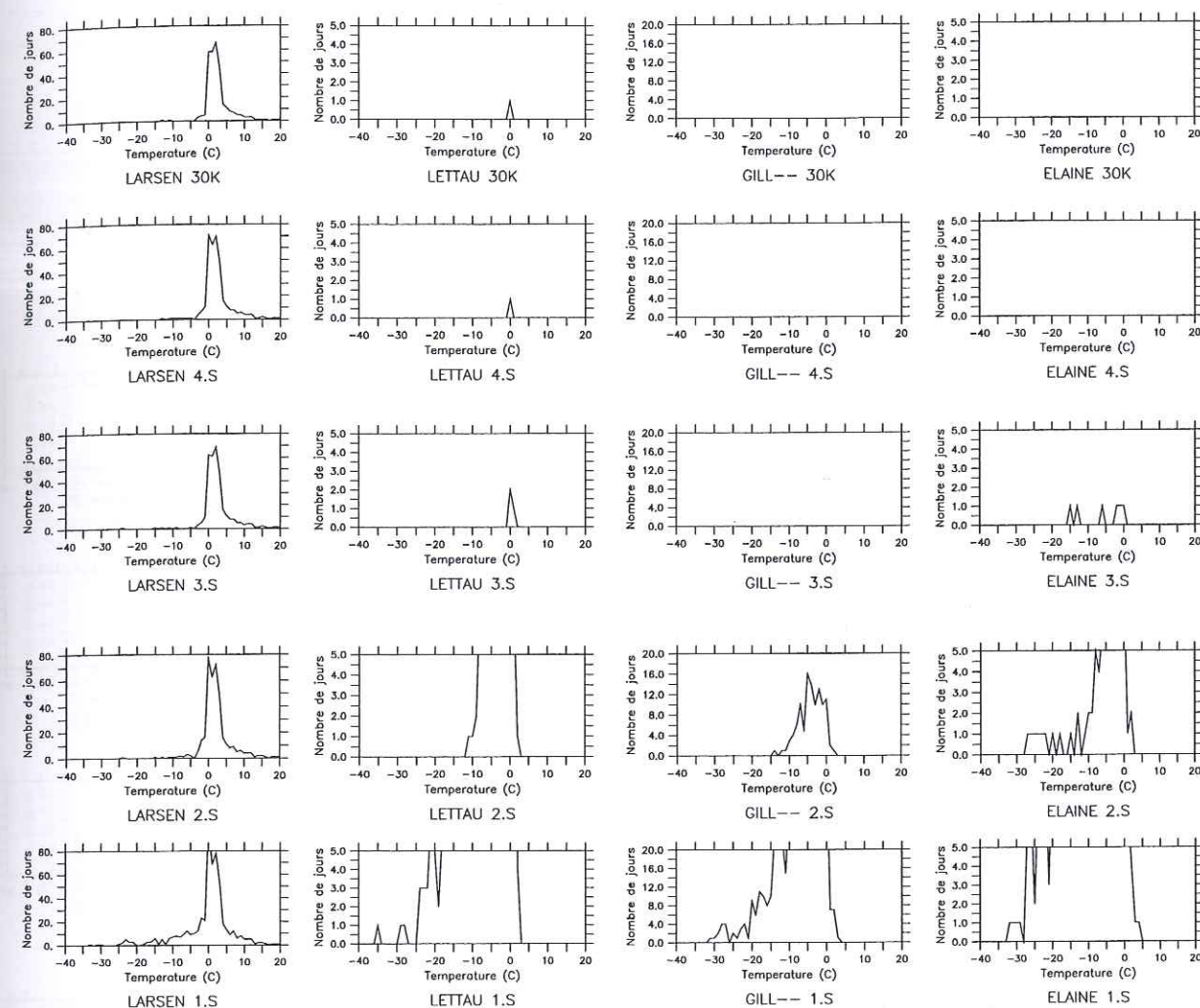


FIG. 5.3 – Evolution, en fonction du seuil adopté (1, 2, 3 et 4 σ) et de l'algorithme adopté (seuil à 30 K), des distributions temporelles du nombre de jours de fonte relatif à la température de l'air.

à une température fortement négative. C'est pourquoi nous devons essayer d'optimiser notre algorithme (valeur de N) à l'oeil, et en comparant avec ce qui a déjà été fait (en l'occurrence avec l'algorithme à seuil fixe de *Zwally and Fiegles (1994)*).

La grande majorité des températures sélectionnées est comprise entre -20° et $+10^{\circ}\text{C}$ avec un mode de la répartition situé entre 0° et $+5^{\circ}\text{C}$. Lorsque les séries de température sont complètes durant les mois d'été, le nombre total de températures sélectionnées par l'algorithme de fonte est assez conséquent et statistiquement significatif. La forme de la répartition est alors commune à toutes ces stations que nous prendrons comme référence (Larsen, figure 5.3; Neumayer, Nordenskiöld, Halley, figure 5.4; Novolazarevskaya, figure 5.6) : dès $N = 1$, une coupure nette se dessine à -5°C et persiste pour les valeurs plus élevées de N . Il est intéressant de noter que la relation qui se profile entre l'algorithme de fonte et les températures maximales ne semble pas dépendre de la localisation géographique (ces stations sont réparties en Péninsule et dans le Dronning Maud Land - tableau 4.4 et figure 4.5- et subissent des météorologies différentes).

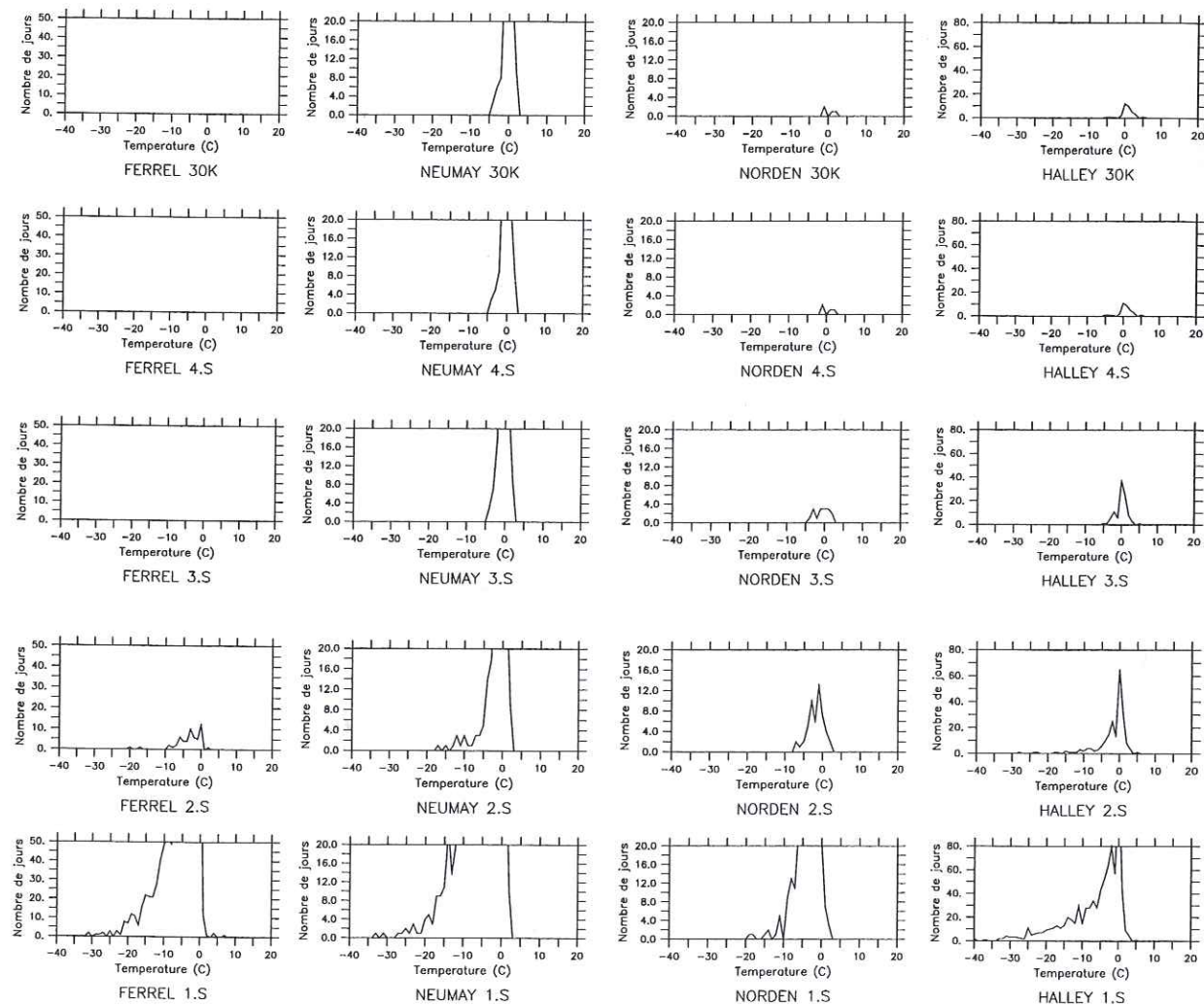


FIG. 5.4 – Evolution, en fonction du seuil adopté (1, 2, 3 et 4 σ) et de l'algorithme adopté (seuil à 30 K), des distributions temporelles du nombre de jours de fonte relatif à la température de l'air.

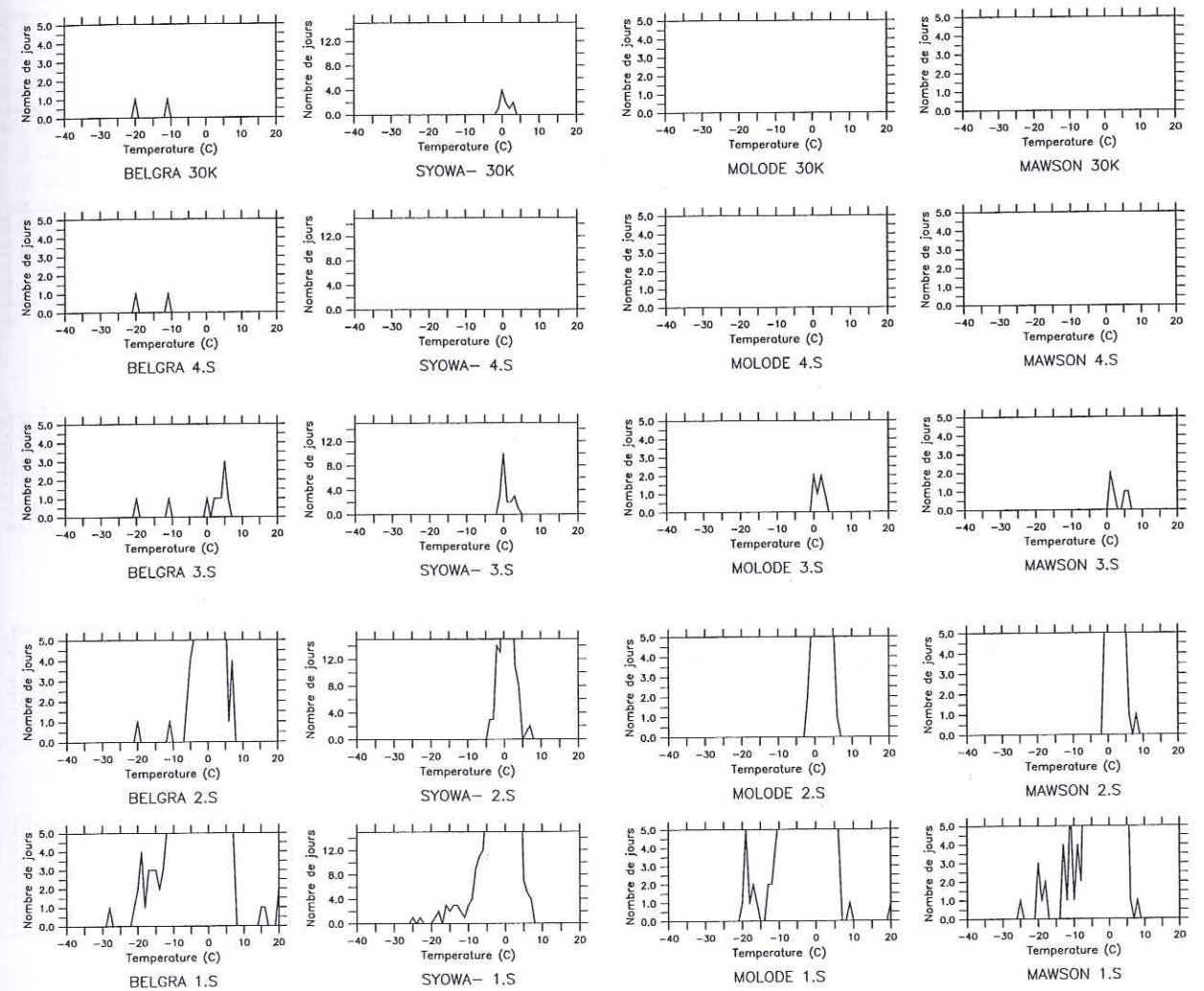


FIG. 5.5 – Evolution, en fonction du seuil adopté (1, 2, 3 et 4 σ) et de l'algorithme adopté (seuil à 30 K), des distributions temporelles du nombre de jours de fonte relatif à la température de l'air.

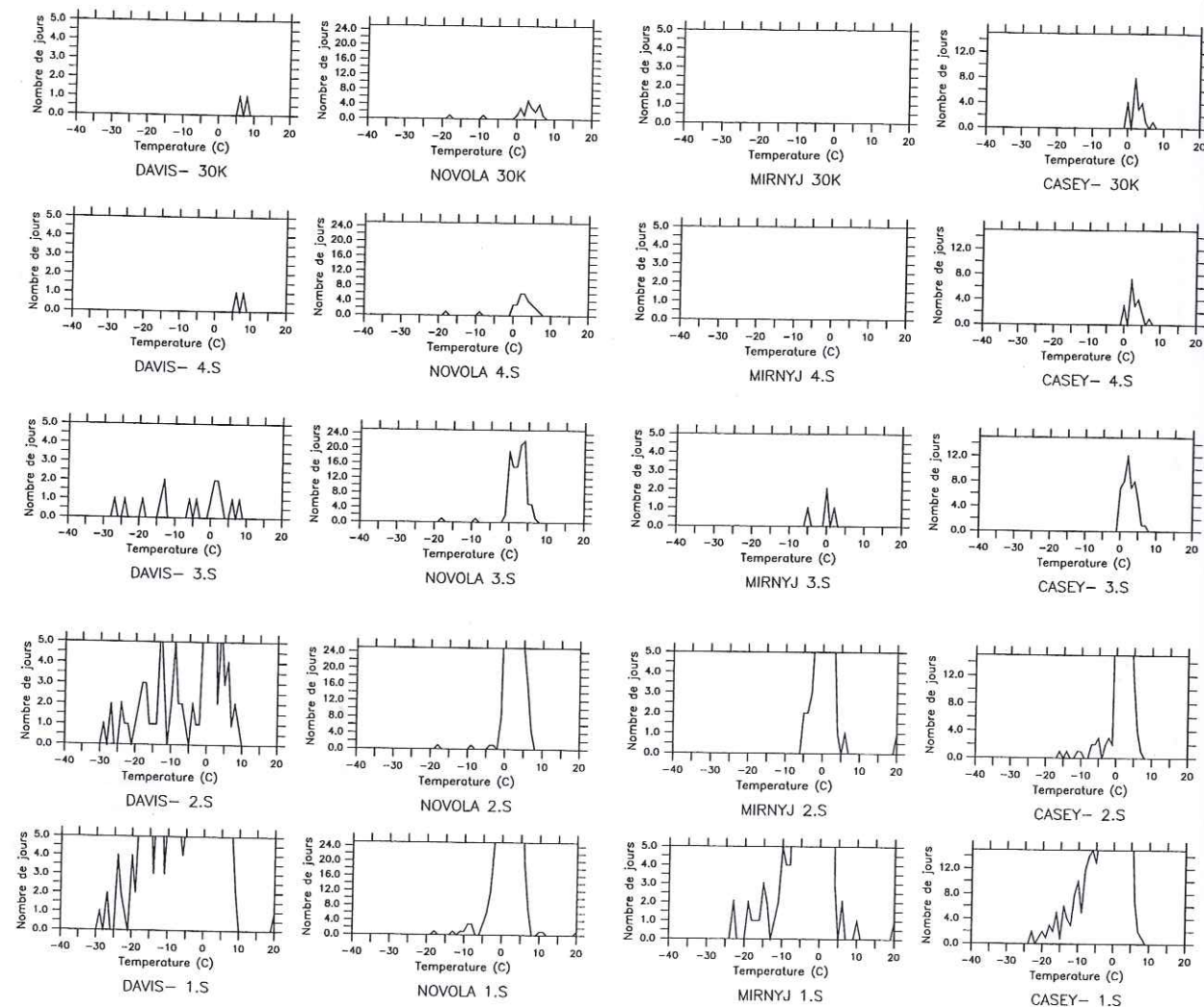


FIG. 5.6 – Evolution, en fonction du seuil adopté (1, 2, 3 et 4 σ) et de l'algorithme adopté (seuil à 30 K), des distributions temporelles du nombre de jours de fonte relatif à la température de l'air.

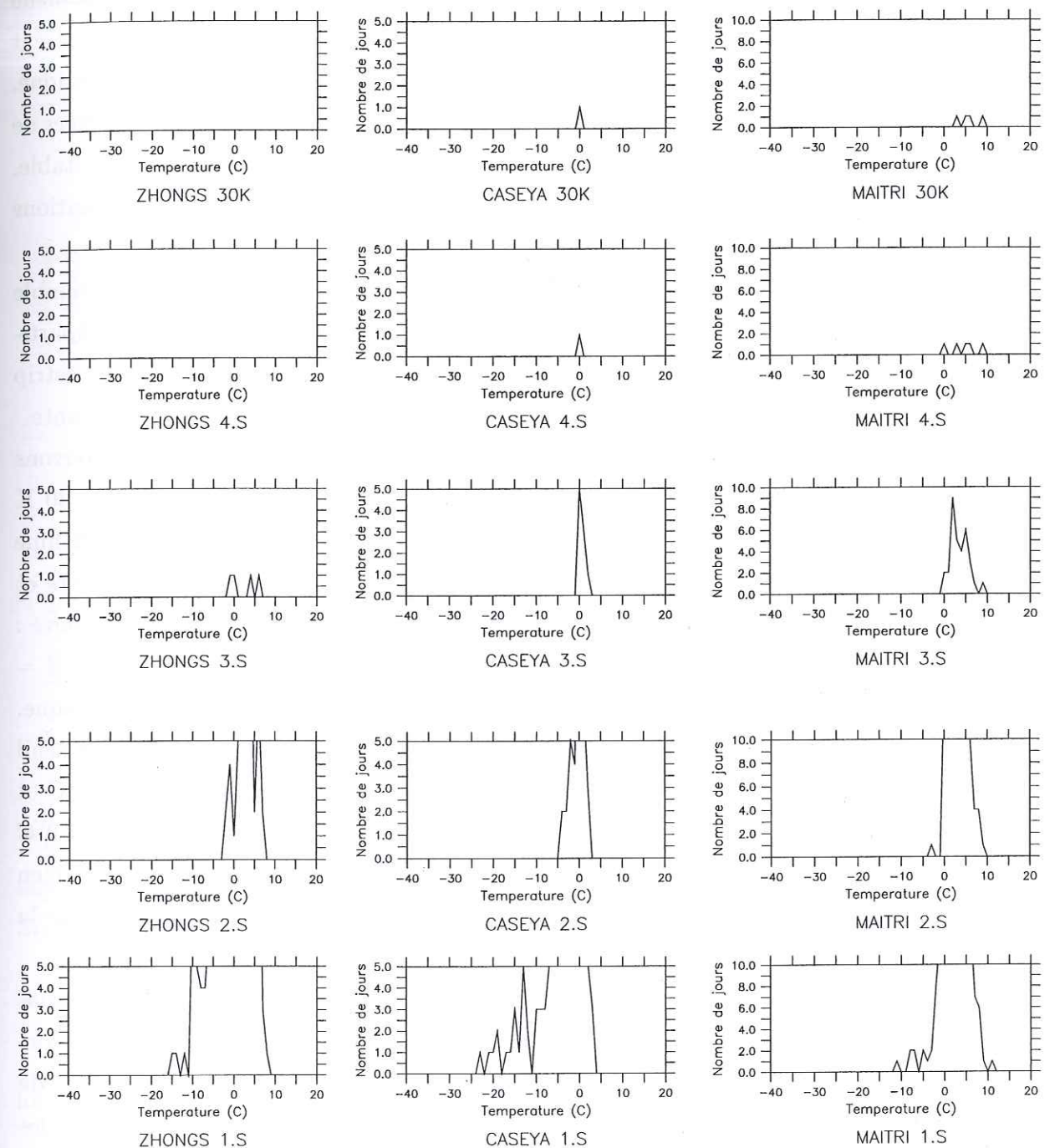


FIG. 5.7 – Evolution, en fonction du seuil adopté (1, 2, 3 et 4 σ) et de l'algorithme adopté (seuil à 30 K), des distributions temporelles du nombre de jours de fonte relatif à la température de l'air.

La faible longueur de la série temporelle et le manque de données durant les périodes de fonte de quelques stations est un handicap certain pour notre étude, car le nombre total de températures se fait plus faible, et ce surtout pour les valeurs élevées du paramètre N (plus N est grand, moins il y a de jours de fonte sélectionnés). Pour des stations situées dans des zones où la fonte est rare (par exemple Elaine sur le Ross Ice Shelf), le phénomène est encore amplifié et, pour les grandes valeurs de N , les distributions temporelles finissent par ne montrer que quelques températures, qui n'ont plus aucune signification statistique. Pour les autres stations du Ross Ice Shelf, comme nous ne disposons que de peu d'années de mesures, le nombre total de températures sélectionnées reste très faible et peu exploitable. Cependant, la forme de la répartition en température correspond aux résultats des stations de référence discutées précédemment.

Trois stations fournissent un nombre total de température restreint mais qui semble néanmoins suffisant : Syowa, figure 5.5 ; Casey et Maitri, figure 5.7. La forme des répartitions est toujours très similaire et confirme la coupure à -5°C . La station Casey Airstrip fournit peu de données mais la distribution temporelle n'est pas pour autant aberrante.

Afin de déterminer quelle valeur de N nous devons utiliser par la suite, nous pouvons nous aider des distributions temporelles réalisées avec l'algorithme à seuil fixe de 30 K utilisé par Zwally and Fiegles (1994), tout en gardant à l'esprit que ce dernier algorithme est moins performant que le nôtre. Pour $N = 1$, la coupure à -5°C n'est pas très nette et le nombre d'événements froids (dont la température est inférieure à -5°C) est trop élevé : le seuil est trop bas et l'algorithme sélectionne des périodes sans fonte. A partir de $N = 2$, la coupure à -5°C devient plus nette et se généralise à tous les diagrammes ou presque. Pour $N = 3$ et $N = 4$, les distributions temporelles sont très similaires à ceux du seuil fixe de 30 K. Pour $N = 3$, 98% des températures sélectionnées sont au-dessus de -5°C et 85% au-dessus de 0°C . Cette proportion de température de part et d'autre de -5°C et 0°C nous semble raisonnable et nous choisissons la valeur $N = 3$ pour la suite. Il faut bien garder à l'esprit que cette méthode nous permettra d'étudier les variations relatives de la fonte et non les valeurs absolues.

Le seuil à -5°C qui s'est imposé de lui-même et la forme invariante des diagrammes quelle que soit la localisation géographique des stations nous permet d'établir un lien fort entre ce qui est détecté par l'algorithme et la température. En revanche, le manque de vérité terrain (mesure de l'humidification du manteau neigeux et comparaison avec les données satellite) ne nous permet pas d'affirmer que l'algorithme détecte bien de la fonte et seulement de la fonte. Nous devons donc rester prudent quant à la signification des événements détectés ; nous continuerons, toutefois et par simplicité, à utiliser le terme *fonte*.

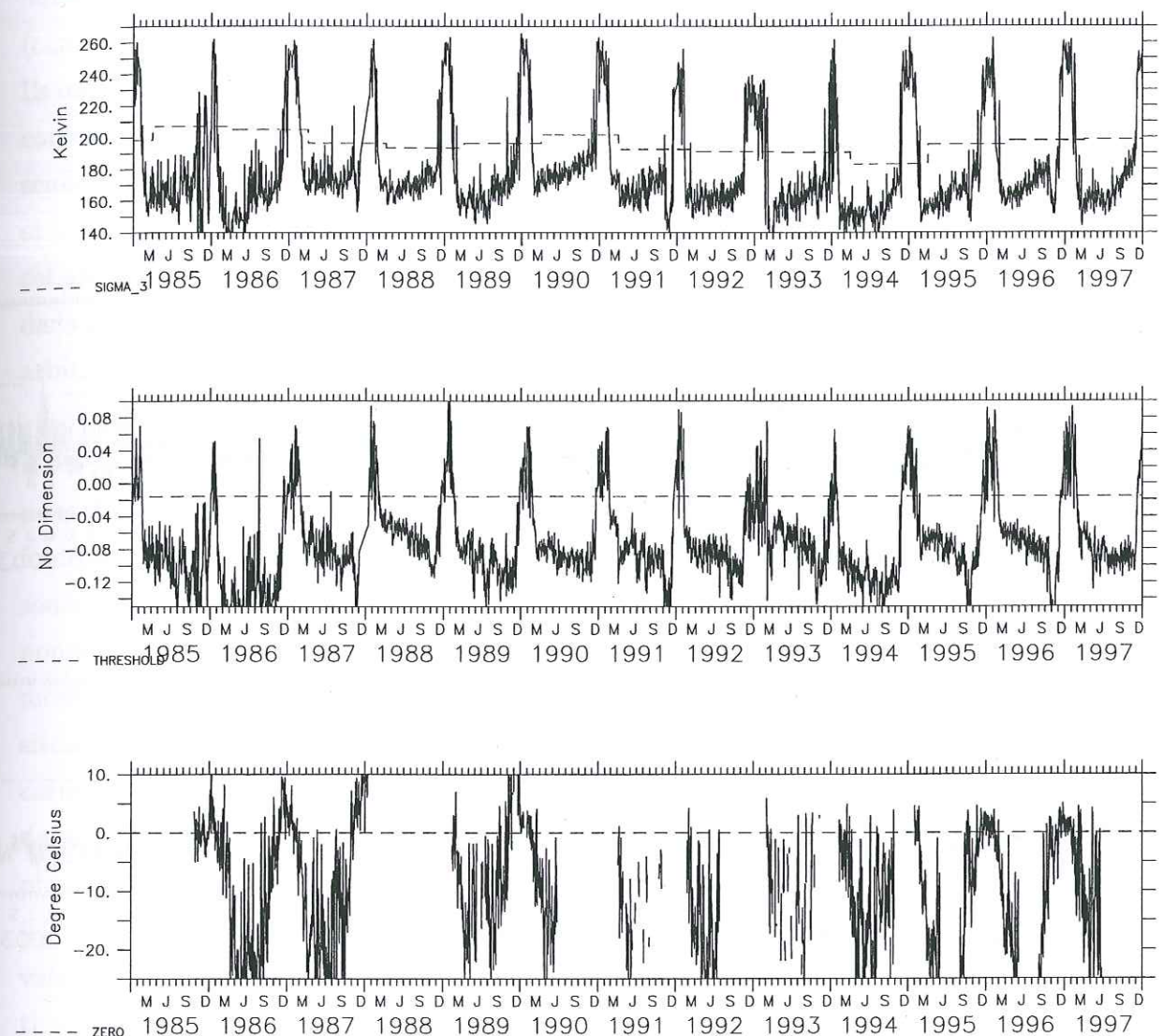


FIG. 5.8 – Station de Larsen Ice Shelf. Canal 19H (Kelvin) avec le seuil variable de notre algorithme (haut). XPGR (sans dimension) avec seuil à -0.0158 fixé par Abdalati and Steffen (1997) (milieu). Température de la station automatique avec seuil à 0°C (bas).

5.1.4 Comparaison avec d'autres algorithmes

Depuis 1993, quelques articles présentent des cartes de fonte de surface sur les calottes polaires à partir des données micro-ondes SMMR et SSM/I (Abdalati and Steffen (1995, 1997); Mote et al. (1993); Mote and Anderson (1995); Ridley (1993); Zwally and Fiegles (1994)). Les deux plus récents (années 1994 et 1997) utilisent des algorithmes fort différents l'un de l'autre, dont nous nous sommes inspirés pour notre étude.

5.1.4.1 XPGR

Abdalati and Steffen (1997) ont étudié la fonte de surface au Groenland entre 1979 et 1995. Afin de détecter les jours de fonte, le gradient de polarisation croisé (cross-polarized gradient ratio) entre les canaux 19H et 37V, $XPGR = \frac{T_b(19H) - T_b(37V)}{T_b(19H) + T_b(37V)}$, est utilisé. Les

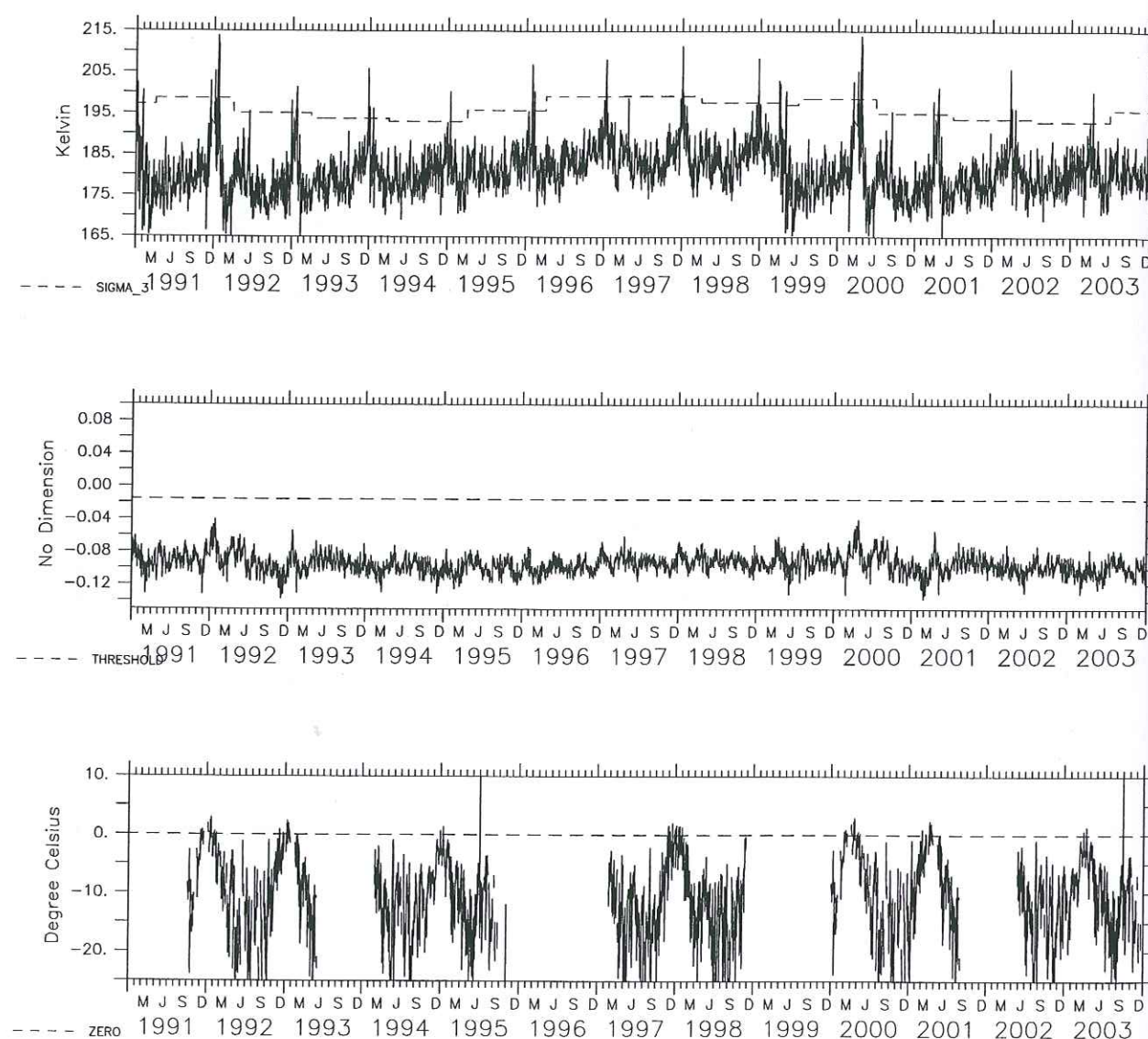


FIG. 5.9 – Station de Casey Airstrip. Canal 19H (Kelvin) avec le seuil variable de notre algorithme (haut). XPGR (sans dimension) avec seuil à -0.0158 (milieu). Température de la station météorologique avec seuil à 0°C (bas).

auteurs avaient à leur disposition quelques dates de début de fonte au camp ETH/CU (camp initialement suisse puis américain, situé à 69°34'N, 49°17'W et à 1150 m d'altitude). Ils ont comparé ces *vérités terrain* avec les variations de l'indice XPGR, calculé sur le pixel correspondant au camp ETH/CU. Un seuil expérimental a ainsi pu être déterminé. Ce seuil a été ensuite étendu à toute la calotte groenlandaise. Il est donc constant spatialement et temporellement et dépend de l'instrument utilisé (SMMR ou SSM/I). De plus, comme cet algorithme s'appuie sur une différence de réponse en fréquence, l'indice XPGR s'annule dans les zones de glace vive (*Abdalati and Steffen (1997)*). Dans ces cas-là, les auteurs ont arbitrairement considéré qu'il y avait fonte.

Nous avons essayé, sans succès, d'appliquer cet algorithme au continent antarctique. Il semblerait qu'il soit bien adapté aux fontes massives mais qu'il ne soit pas assez sensible pour détecter correctement les faibles quantités d'eau liquide qui caractérisent souvent la fonte en Antarctique. Afin d'illustrer ces propos, prenons comme exemple deux endroits soumis respectivement à de fortes fontes et à de faibles fontes. La plate-forme flottante, nommée Larsen, en Péninsule antarctique, subit de fortes fontes estivales. Comme le montre la figure 5.8, le seuil proposé par *Abdalati and Steffen (1997)* est adapté à cette situation, puisque les dates durant lesquelles la température de l'air est supérieure à 0°C correspondent en gros aux dates durant lesquelles l'algorithme détecte de la fonte. Cependant, sur le site de la station météorologique Casey Air Strip, où la fonte est beaucoup plus faible, l'algorithme s'avère totalement inadapté quel que soit le seuil envisagé (figure 5.9 : si on essaie de baisser la valeur du seuil, l'algorithme détectera n'importe quelle valeur à n'importe quelle date). Nous n'avons donc pas utilisé ce type d'algorithme. A titre de comparaison, nous avons tracé dans les figures précédentes les températures de brillance et le seuil de notre algorithme : dans la figure 5.8, nous voyons que notre algorithme détecte les événements de fonte aussi bien que le XPGR. Par contre, dans la figure 5.9, nous voyons que notre algorithme détecte beaucoup mieux les événements de fonte.

5.1.4.2 Seuil à 30 K

Une méthode plus directe a été utilisée par *Zwally and Fiegles (1994)* et notre propre algorithme en est largement inspiré puisqu'il en reprend les grandes lignes : utilisation du canal 19H en Kelvin, seuil calculé à partir de la moyenne des températures de brillance à laquelle on ajoute une certaine valeur. La valeur rajoutée par *Zwally and Fiegles (1994)* est de 30 K et la moyenne des températures est faite sur les 9 années disponibles pour les auteurs. Le seuil de détection de la fonte est donc constant dans le temps et dans l'espace. Nous allons montrer que l'utilisation d'un seuil fixe ne permet pas de détecter tous les événements de fonte.

Ainsi, les températures AWS de la figure 5.10 nous montrent que les 4 périodes estivales représentées subissent de la fonte (températures supérieures à 0°C). Mais l'amplitude du signal de température de brillance évolue significativement au cours de ces 4 années

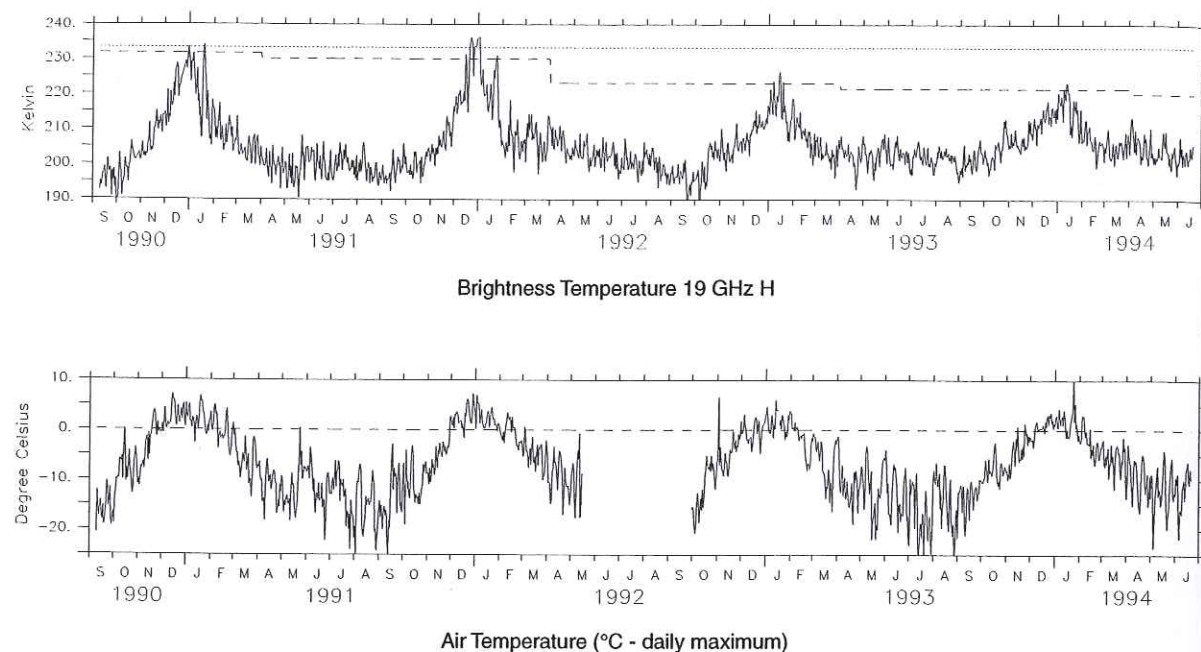


FIG. 5.10 – Température de brillance en Kelvin au site de Novolazarevskaya. Comparaison de notre algorithme avec celui de Zwally and Fiegles (1994). Les pointillés représentent le seuil à 30 K de Zwally and Fiegles (1994) et le trait tireté représente notre algorithme. La température AWS avec le seuil à 0°C sont représentés dessous.

puisqu'il chute après les deux premiers étés. Pour les étés 1990-91 et 1991-92, les deux méthodes détectent la fonte. Cependant, pour les étés suivants (1992-93 et 1993-94), l'amplitude du signal a diminué et seul notre algorithme s'adapte à cette modification; celui mis au point par Zwally and Fiegles (1994) ne voit pas ces événements de fonte.

Comme nous venons de le voir, la série temporelle de températures de brillance d'un pixel peut subir de fortes variations d'amplitude et même de valeur moyenne annuelle. C'est pourquoi l'utilisation d'une moyenne unique sur toute la durée de la série ne nous semble pas assez sensible. D'autant plus que notre série sur 20 ans comporte les données de 4 instruments différents et que l'étalonnage entre les instruments n'est pas très fiable (ce qui risque de provoquer des dérives dans les séries).

5.2 Mise en forme du signal de fonte

L'algorithme est choisi, calibré, et nous avons effectué les calculs sur l'ensemble de la série. Nous recueillons une information journalière binaire. A chaque pixel des côtes antarctiques, nous avons associé une valeur 0/1 (pas de fonte/fonte) entre le 1 avril 1979 et le 31 mars 1999, soit 7305 jours (sans oublier les données manquantes). Il faut préciser que cette information ne donne pas accès à la quantité d'eau mise en jeu, ni au ruissellement, ni au regel. Un pixel situé en Péninsule antarctique sera comptabilisé comme un pixel du Ross Ice Shelf malgré les très fortes disparités de fonte entre ces deux zones. Mais

nous avons néanmoins une information sur la durée de la période de fonte en jours et sur l'extension du phénomène en millions de km^2 .

Séries temporelles réduite et complétée Les données manquantes ne permettent pas d'utiliser ces résultats sans prendre de précautions. En effet, une tendance sur 20 ans calculée alors que certaines années sont amputées de près de la moitié de la période estivale (section 4.1.4) n'aurait aucune signification, car alors le manque de données serait interprété comme une absence de fonte et biaiserait le résultat. Nous avons donc choisi de créer deux types de séries de données : une série *réduite*, qui n'est représentative que d'une partie de l'été (celle qui est commune à toutes les années), et une série *complétée* dans laquelle, au contraire, tous les trous ont été comblés par interpolation. Les deux séries sont amputées des étés 81-82 et 87-88 et ne comportent donc que 18 années réparties sur 20 ans (1979-80 à 1998-99).

La série *réduite* est créée en ne conservant que les périodes pour lesquelles nous avons des données tous les ans (sauf les étés 1981-82 et 1987-88). Par exemple, la période du 24 au 28 décembre 1988 n'est disponible nulle part sur les côtes antarctiques sauf dans la région du Ross Ice Shelf (tableau 4.3). Cette période est donc éliminée partout chaque année sauf dans la région du Ross Ice Shelf. Cette réduction du nombre de données, répétée pour chacun des trous, est particulièrement importante pour le mois de décembre puisqu'alors la plupart des régions ne comportent plus que 14 jours de données. La série *complétée*, au contraire, est créée en comblant tous les trous par la moyenne journalière des données disponibles les autres années sur cette même période.

Ainsi, la série *réduite* permet de calculer des tendances à long terme car les données disponibles sont des données mesurées et les périodes disponibles le sont toutes les années. Il ne faut cependant pas oublier que ces tendances ne concernent qu'une partie de la période estivale. La série *complétée* est, quant à elle, adaptée pour fournir les valeurs estivales absolues des jours de fonte, car toute la période estivale est disponible, mais l'estimation des tendances est biaisée.

Cumuls annuels, cartes et zones La quantité de données journalières (plus de 7300 jours multipliés par 230x200 pixels) ne permet pas de se représenter facilement l'évolution spatiale ou temporelle de la fonte. De plus, nous avons tendance à chercher une évolution inter-annuelle des paramètres climatiques. Ces deux remarques nous amènent à simplifier nos données en cumulant annuellement les jours de fonte pixel par pixel. Quelle que soit la série choisie, les données sont désormais annuelles (18 années réparties sur 20 ans). Pour nommer ces périodes estivales, on utilise l'année qui correspond au mois de janvier : 1980 fait référence à l'été nov-déc 1979 / janv-fev 1980.

Nous avons découpé les zones de fontes du continent antarctique en 7 zones dont les comportements inter-annuels semblent homogènes. Ces zones sont largement inspirées de l'article de Zwally and Fiegles (1994) de telle sorte que nos résultats peuvent être comparés

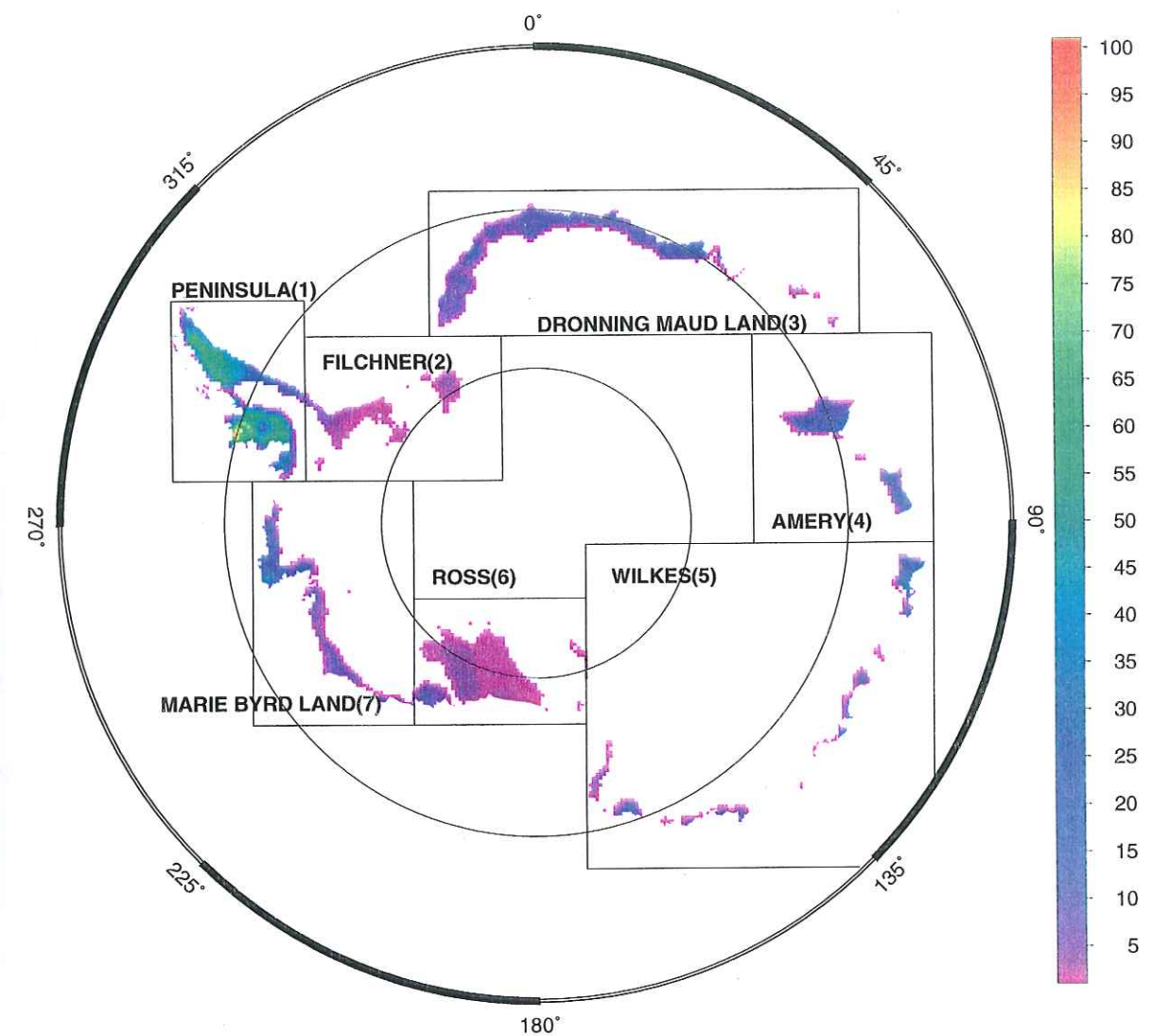


FIG. 5.11 – Carte moyenne de la durée annuelle de fonte de surface et emplacement des 7 zones géographiques. L'unité de l'échelle de couleur est le jour.

aux leurs. Les zones, représentées sur la figure 5.11, se nomment comme suit : Péninsule, Filchner-Ronne, Dronning Maud Land (DML), Amery, Wilkes Land, Ross, Marie Byrd Land (MBL).

On peut tracer des cartes annuelles de fonte (figures 5.12 à 5.15) qui fournissent des informations sur les surfaces affectées par la fonte, la durée de la période de fonte ainsi que sur leurs évolutions inter-annuelles. La figure 5.11 présente la carte moyenne sur les 18 années du nombre de jours de fonte annuelle.

Nous avons choisi de présenter les anomalies par rapport à la moyenne (figures 5.12 et 5.13) ainsi que les cumuls annuels (figures 5.14 et 5.15). Pour cela, nous avons utilisé la série *complétée*, car la série *réduite* sous-estime nécessairement les résultats. De plus, comme les données manquantes dépendent des zones, les cartes ne seraient pas spatialement homogènes et la comparaison entre les zones serait faussée.

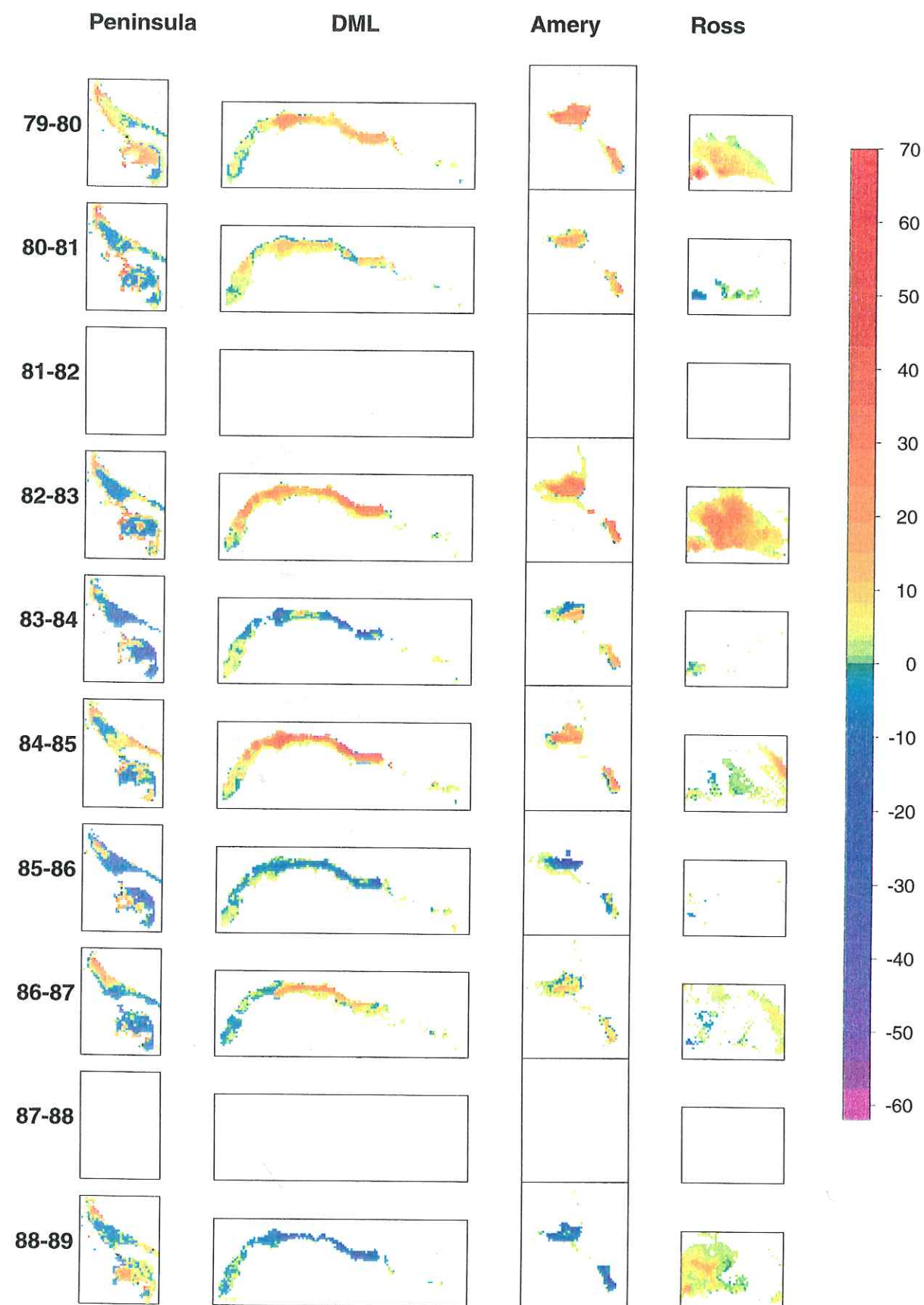


FIG. 5.12 – Anomalie de fonte de surface (jours par pixel $-25 \times 25 \text{ km}^2$ -) pendant les périodes estivales entre 1979-80 et 1988-89 pour 4 zones.

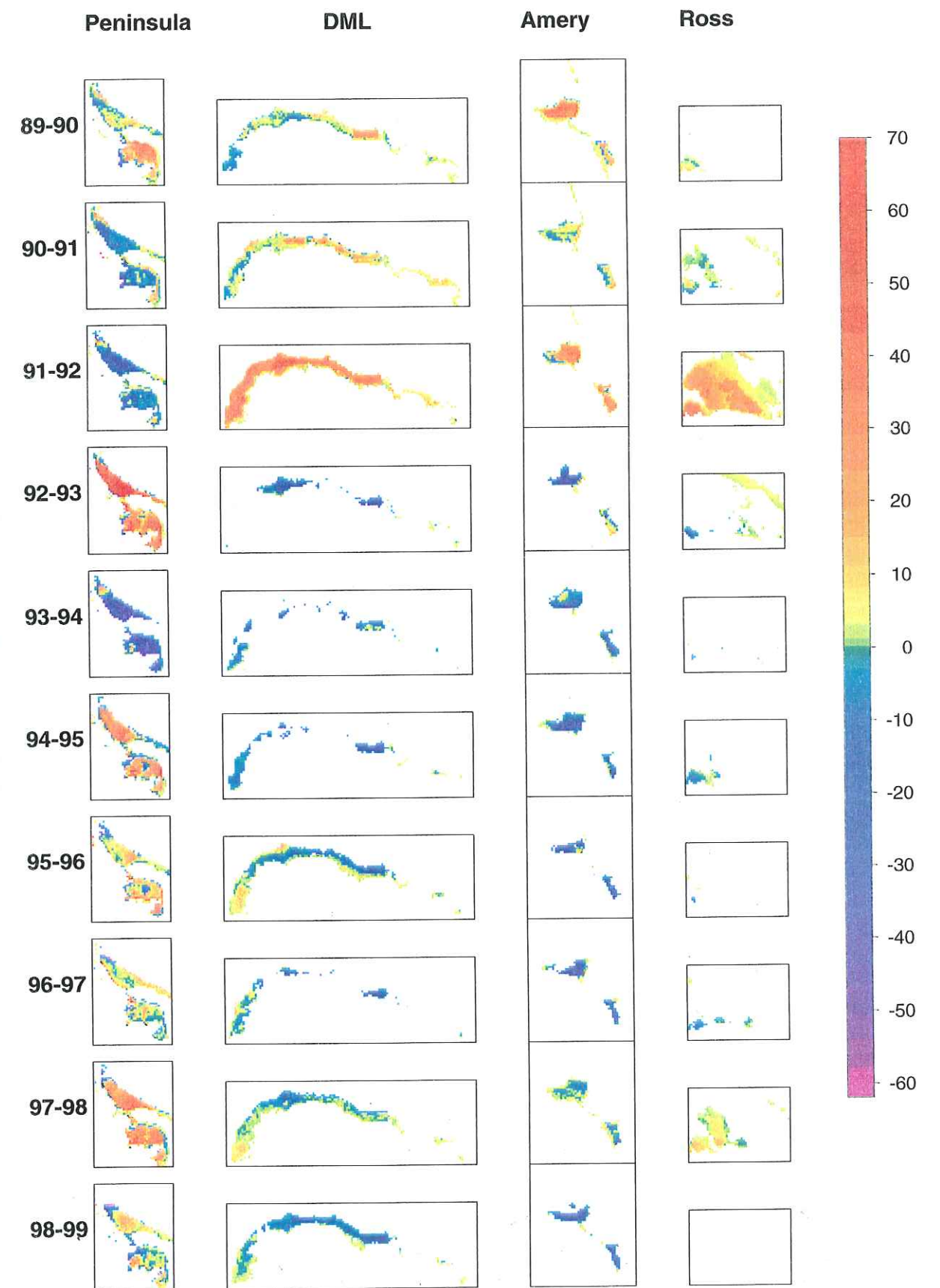


FIG. 5.13 – Anomalie de fonte de surface (jours par pixel $-25 \times 25 \text{ km}^2$ -) pendant les périodes estivales entre 1989-90 et 1998-99 pour 4 zones.

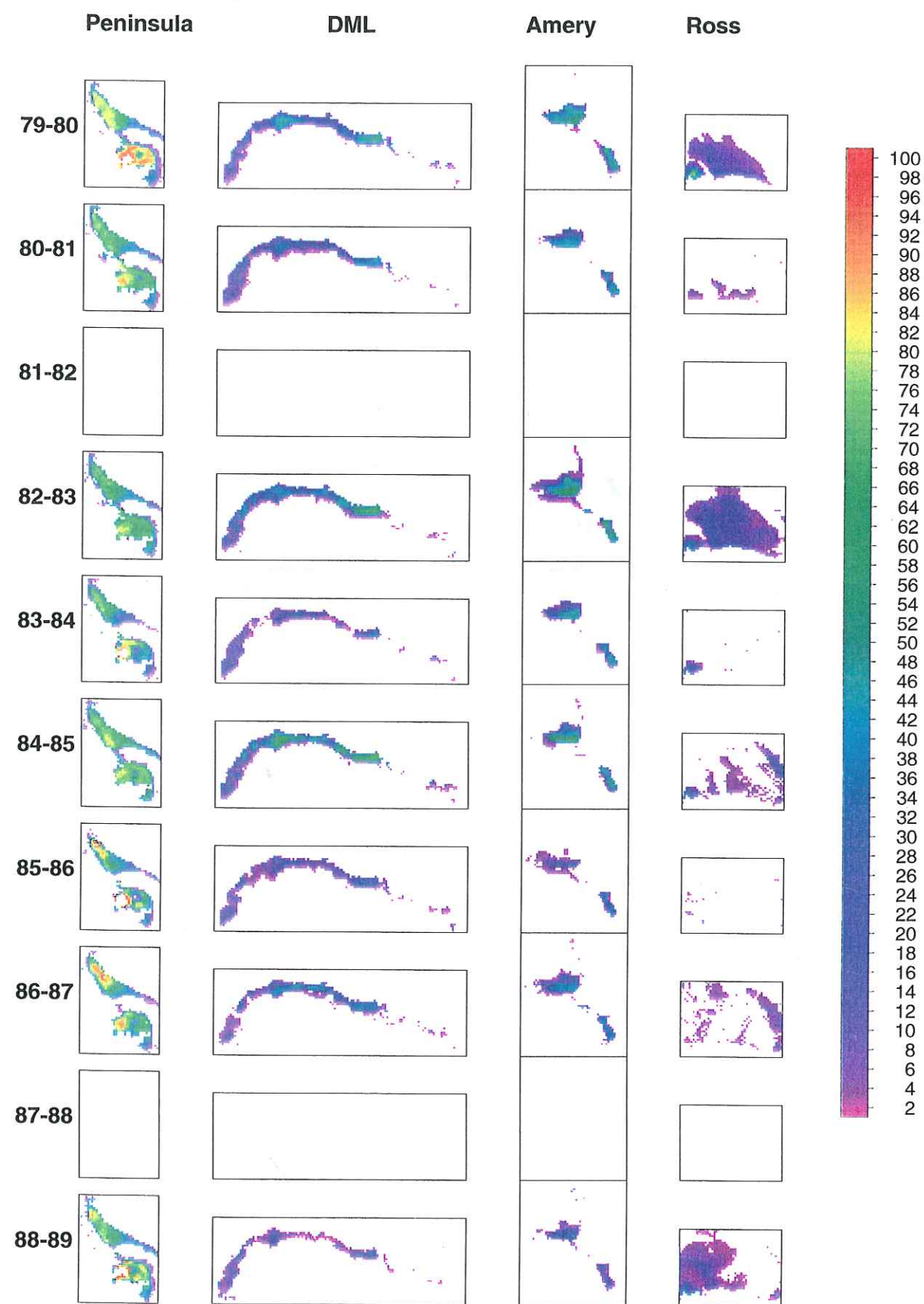


FIG. 5.14 – Cumul des jours de fonte de surface (jours par pixel $-25 \times 25 \text{ km}^2$ -) pendant les périodes estivales entre 1979-80 et 1988-89 pour 4 zones.

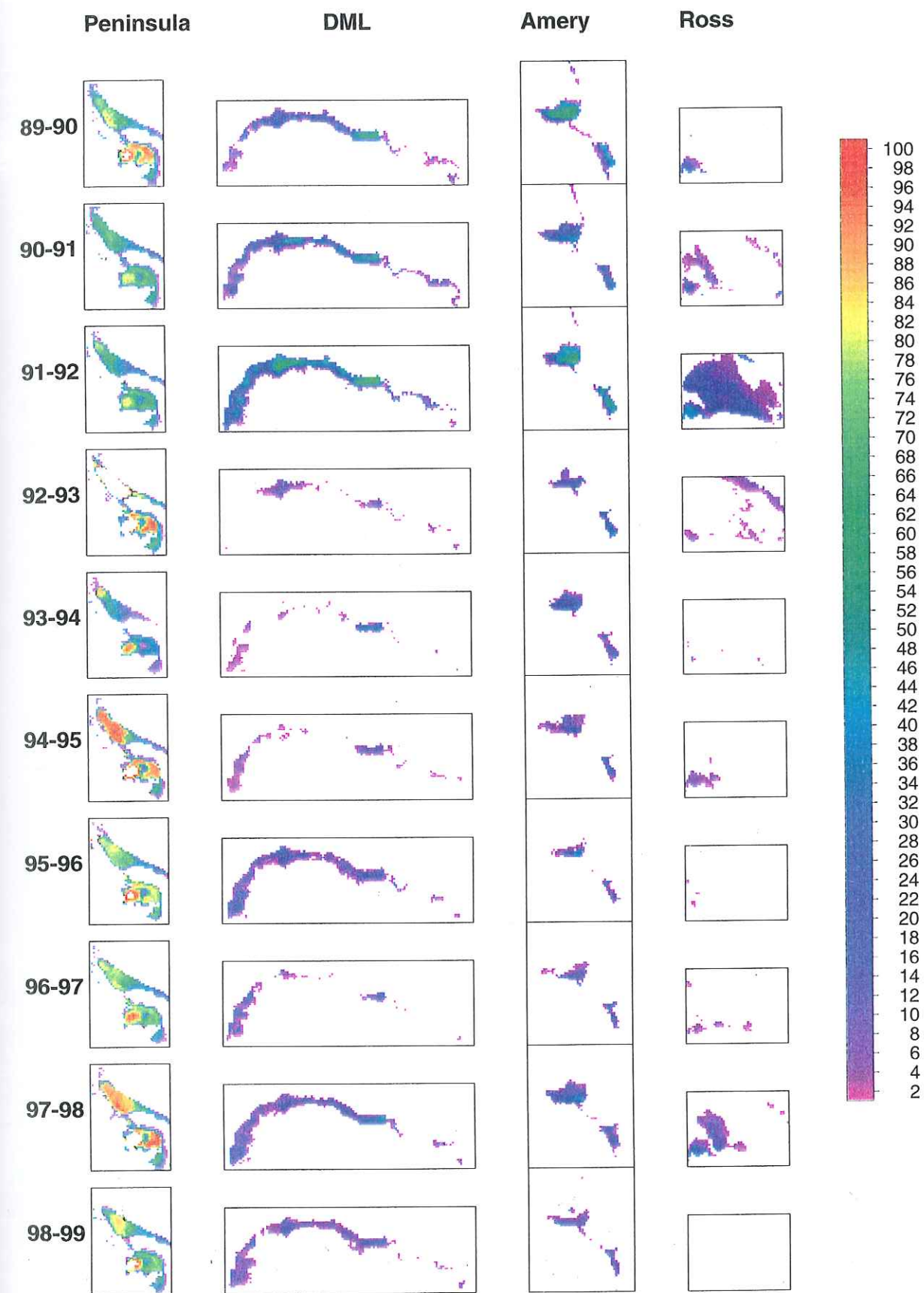


FIG. 5.15 – Cumul des jours de fonte de surface (jours par pixel $-25 \times 25 \text{ km}^2$ -) pendant les périodes estivales entre 1989-90 et 1998-99 pour 4 zones.

Indices L'étude visuelle des cartes de cumuls annuels est seulement qualitative. Afin de rendre l'étude plus quantitative et de permettre des calculs de tendances (section 6.1.2) ou de variabilité (section 7.2.2), nous définissons 3 indices qui synthétisent l'évolution de la fonte en Antarctique.

Les indices sont calculés pour chacune des 7 zones géographiques :

- CMS (pour *cumulative melting surface*) est en jour.km^2 et représente la somme annuelle des jours-pixels durant lesquels la fonte a lieu, multipliée par la surface d'un pixel, soit $(25 \times 25 \text{ km}^2)$
- MMS (pour *maximum melting surface*), en km^2 , représente la surface au sein de laquelle la fonte est détectée au moins une fois dans l'été.
- MMD (pour *mean melt duration*), en *jours*, fournit une information sur la durée de la période de fonte et se calcule par simple quotient des deux précédents.

L'évolution temporelle des indices CMS, MMS et MMD calculés à partir de la série *réduite* est représentée dans les figures 5.16 et 5.17.

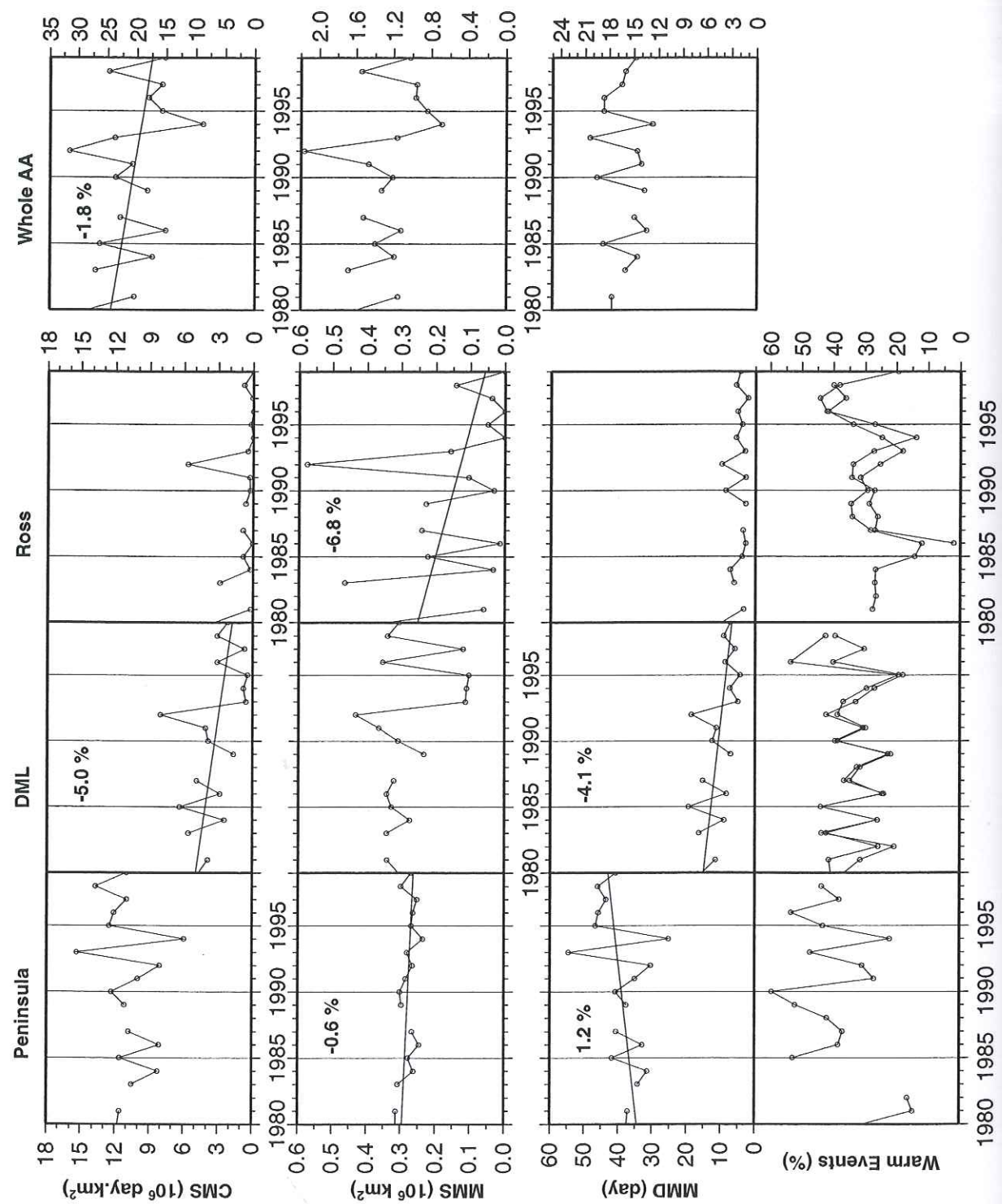


FIG. 5.16 – Cumulative Melting Surface, Maximum Melting Surface et Mean Melt Duration calculés avec la série *réduite* pour 3 zones plus la zone Antarctique .

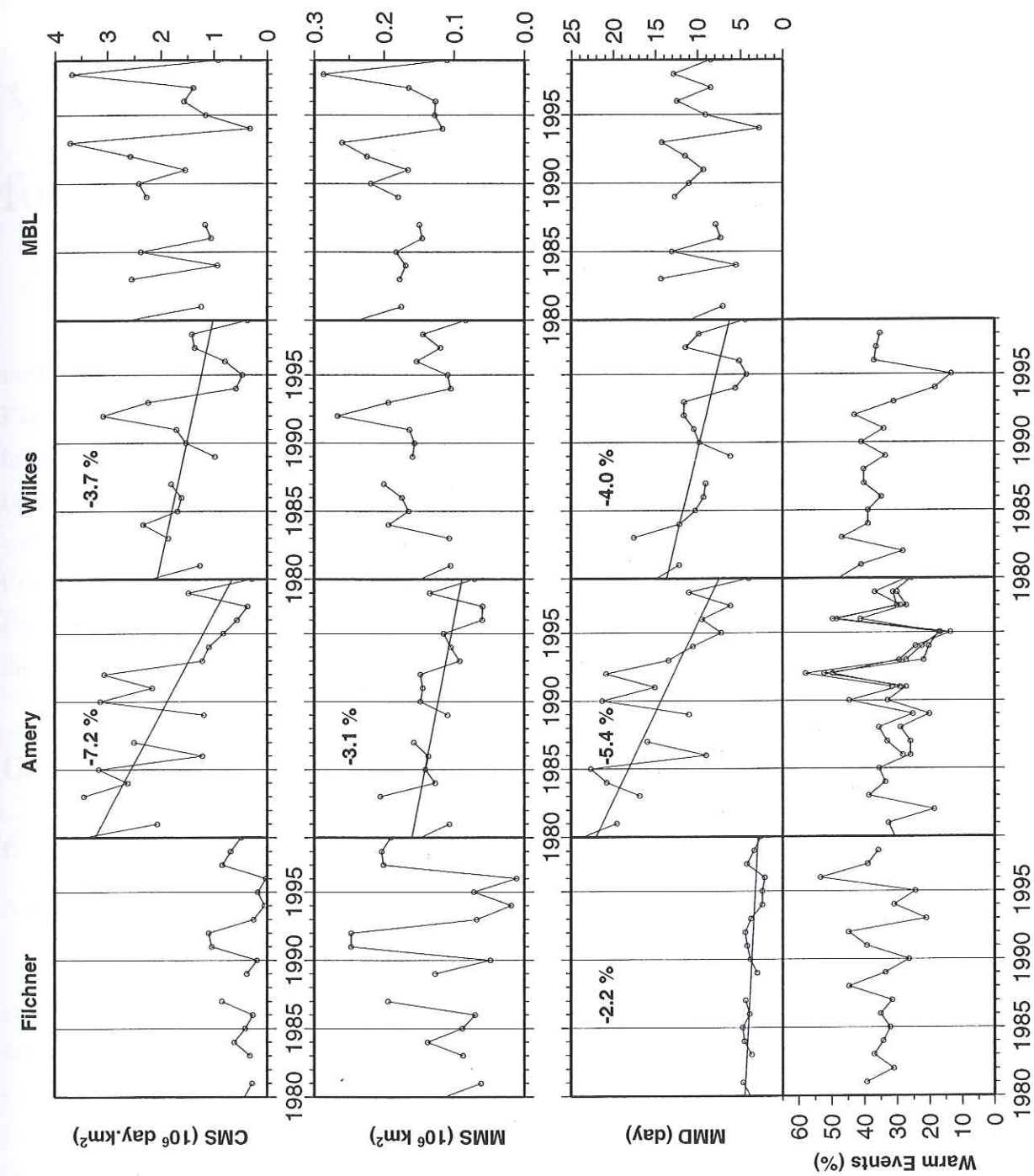


FIG. 5.17 – Cumulative Melting Surface, Maximum Melting Surface et Mean Melt Duration calculés avec la série *réduite* pour 4 zones.

Chapitre 6

Variabilité et tendances des indices de fonte en Antarctique

Ce chapitre débute par une section dans laquelle nous présentons les résultats de notre analyse des séries d'indices. Ensuite, afin de s'assurer que l'utilisation de l'une ou l'autre des séries (*réduite, complétée, ...*) ne modifie pas trop les résultats, nous testons leur robustesse. Nous confrontons alors nos résultats avec ceux de *Zwally and Fiegles* (1994) (également une histoire de la fonte de surface en Antarctique, mais réduite à la période 1978-87), analyse que nous poursuivons au cours des sections suivantes. Enfin, l'évolution temporelle des données météorologiques de surface ainsi que d'autres mesures (infra-rouge, températures troposphériques, ...) est comparée à la variabilité des indices de fonte.

6.1 Les indices de fonte

6.1.1 Variabilité temporelle et spatiale

6.1.1.1 Variabilité inter-annuelle

Les séries d'indice de fonte sont caractérisées par une forte variabilité inter-annuelle propre aux climats des régions polaires. L'étude visuelle des courbes (figures 5.16 et 5.17) fait apparaître une oscillation bi-annuelle pour quasiment tous les indices de fonte au cours de la première décennie (1979-90) avec une alternance d'étés "chauds", pendant lesquels la fonte de surface est relativement importante (en surface et/ou durée), et d'été "froids", dans le cas inverse : 1982-83/84-85/86-87 dans quasiment toutes les zones sauf Filchner et Wilkes. Il faut cependant rester prudent car l'absence des étés 1981-82 et 1987-88 peut nous tromper. Cette oscillation à deux ans ne semble pas stable dans le temps puisqu'elle n'est pas retrouvée au cours de la décennie suivante. Une sorte de mélange d'oscillations à 2 et 3 ans se met alors en place (1989-90/92-93/94-95/97-98 pour les 3 indices en Péninsule et quelque chose de similaire pour Marie Byrd Land). De même, semble apparaître une oscillation à 3 ans dans la zone de Ross pour l'indice de surface

MMS (1988-89/91-92/94-95/97-98) et à 2 ans pour l'indice de durée MMD.

Une étude plus quantitative de la variabilité temporelle est effectuée dans le chapitre suivant (section 7.2.2) sur une nouvelle série d'indices (série 20 ans) définie en raison des contraintes de calcul que la méthode utilisée nous impose. Les aspects qualitatifs mis en évidence dans cette section sont alors renforcés ou relativisés.

6.1.1.2 Variabilité spatiale

En fonction de la zone, les indices de fonte ne fournissent pas la même information. Ainsi l'indice CMS de la Péninsule est fortement dépendant de la durée de la période de fonte car la surface de fonte varie peu. A l'inverse, les grandes plate-formes flottantes (Ross et Filchner) fondent toujours très peu (5 jours en moyenne) mais ont une surface de fonte très variable. De plus, cette surface peut représenter près de la moitié de la surface de fonte totale antarctique : la somme des MMS des deux ice shelves durant l'été 1991-92 représente 40 % du MMS total - $0.85 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ pour les ice shelves contre un total de $2.1 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Les indices de fonte indiquent que le Filchner fond globalement très peu, ce qui est confirmé par *Giovinetto* (1964) qui indique que cet ice shelf se situe presque intégralement à l'intérieur de la zone de neige sèche.

Une étude des cartes de fonte annuelle (figures 5.14 et 5.15) montre que le comportement des 7 zones côtières (figure 5.11) est spatialement assez homogène. Ainsi, il semble possible de former deux groupes : les zones situées à l'ouest (210°E - 300°E | la Péninsule et le Marie Byrd Land) ; toutes les autres zones (60°W - 210°E | Filchner, Dronning Maud Land, Amery, Wilkes et Ross). Afin de confirmer cette impression visuelle, nous avons corrélé pour trois indices (CMS, MMD et MMS) les 7 zones entre elles (tableau 6.1). La signification statistique de la majorité de ces corrélations est supérieure à 99% (test de student). Entre les deux groupes, en effet, les coefficients de corrélations sont faibles ; à l'opposé, au sein d'un groupe, les coefficients de corrélation sont plutôt élevés. Pour l'indice CMS, par exemple, ce coefficient est toujours supérieur à 0.60 entre tous les membres d'un même groupe (sauf pour la zone de Filchner-Ronne, car celle-ci subit très peu de fonte et la répartition des jours de fonte n'est pas très propice aux calculs statistiques). Les deux autres indices viennent confirmer à peu près ce résultat.

Un deuxième point vient confirmer ce découpage en deux groupes : c'est l'année de l'été pendant lequel la fonte a été la plus intense. On remarque que toutes les zones ont subi une très forte fonte estivale (pic pour quasiment tous les indices) durant les été 1991-92 ou 1992-93. La fonte est d'abord extrêmement importante pour les zones DML, Ross, Filchner, Amery et Wilkes durant l'été 1991-92, puis c'est au tour des zones Péninsule et MBL l'été suivant. On peut même remarquer que durant l'été 1992-93, les zones DML, Ross, Filchner et Amery subissent une fonte exceptionnellement faible, mais cet aspect des choses sera approfondi lors de la comparaison des indices de fonte avec des données atmosphériques (cf. section 7).

CMS	MBL	Péninsule	Filchner	DML	Amery	Wilkes	Ross	Antarctique
MBL	1.00	0.65	0.11	0.27	0.34	0.47	0.43	0.76
Péninsule		1.00	-0.16	-0.17	-0.10	-0.07	-0.16	0.35
Filchner-Ronne			1.00	0.42	0.23	0.53	0.41	0.38
DML				1.00	0.79	0.60	0.72	0.78
Amery					1.00	0.70	0.61	0.75
Wilkes						1.00	0.68	0.74
Ross							1.00	0.76
Antarctique								1.00
MMD	MBL	Péninsule	Filchner	DML	Amery	Wilkes	Ross	Antarctique
MBL	1.00	0.56	0.02	0.28	0.17	0.29	0.09	0.57
Péninsule		1.00	-0.17	-0.33	-0.27	-0.15	-0.34	0.45
Filchner-Ronne			1.00	0.57	0.67	0.70	0.06	0.56
DML				1.00	0.77	0.54	0.49	0.69
Amery					1.00	0.65	0.59	0.68
Wilkes						1.00	0.33	0.61
Ross							1.00	0.86
Antarctique								1.00
MMS	MBL	Péninsule	Filchner	DML	Amery	Wilkes	Ross	Antarctique
MBL	1.00	0.57	0.21	0.17	0.31	0.41	0.45	0.53
Péninsule		1.00	0.01	0.34	0.41	-0.13	0.38	0.75
Filchner-Ronne			1.00	0.32	0.13	0.34	0.35	0.02
DML				1.00	0.46	0.37	0.40	0.03
Amery					1.00	0.27	0.63	0.24
Wilkes						1.00	0.47	0.14
Ross							1.00	0.07
Antarctique								1.00

TAB. 6.1 – Coefficient de corrélation entre les 3 indices (Cumulative Melting surface, Maximum Melting Surface et Mean Melt Duration) des 7 zones.

Cumulative Melting Surface (CMS 10 ⁶ jour.km ²)								
Surface	série réduite					série complétée		
	Tendance 10 ⁶ jour.km ² .an ⁻¹	σ_{tendance}	T. r. (%)	S. (%)	Moyenne 10 ⁶ jour.km ²	Moyenne	T. r. (%)	S (%)
Péninsule					10.87	14.17		
Filchner					0.47	0.58		
DML	-0.17	0.07	-5.0	95	3.30	4.25	-5.8	95
Amery	-0.14	0.03	-7.2	99 ⁺	1.88	2.45	-7.4	99 ⁺
Wilkes	-0.06	0.03	-3.7	95	1.51	2.11	-3.8	95
Ross					0.94	1.56		
MBL					1.86	2.17		
Antarctique	-0.4	0.2	-1.8	90	20.83	27.29	-2.2	90

TAB. 6.2 – Cumulative Melting Surface (CMS). Tendance, σ : écart type sur la tendance (incertitude), T R : tendance relative ($\% \text{-tendance} * 100 / (\text{Moyenne sur 18 ans})$), S : signification de la tendance (%) dérivée du t-test et valeur moyenne sur les 18 années disponibles pour la série *réduite*. Moyenne sur 18 ans, T R (%) et S (%) pour la série *complétée*. Les tendances ne sont données que lorsque $S > 85\%$; 99⁺ indique que S est très proche de 100%.

Cependant, au sein d'un groupe, les zones ne corrélaient pas toutes très bien (selon l'indice considéré) et il est nécessaire de dissocier les 7 zones lors de l'analyse en détail de la variabilité temporelle (nous le verrons plus en détail dans la section 7.2.2).

6.1.2 Tendances sur 20 ans

L'étude des variations inter-annuelles des indices de fonte (section 6.1.1.1) nous donne une information sur les phénomènes haute fréquence alors que l'étude visuelle des figures 5.16 et 5.17 nous permet de percevoir une information basse fréquence sous forme de tendance à long terme. Afin de caractériser ces tendances, nous déterminons par corrélation linéaire (méthode des moindres carrés) la droite qui passe au mieux parmi les 18 points de chaque série temporelle d'indice. On effectue ce calcul pour chacune des 7 zones ainsi que pour la zone totale. Nous utilisons, pour cela, la série *réduite* qui correspond aux périodes pour lesquelles nous avons des mesures tous les ans. Les tableaux 6.2, 6.3 et 6.4 rassemblent l'ensemble des résultats statistiquement significatifs. Pour déterminer si une pente est statistiquement significative, nous avons utilisé le test de Student qui fournit un pourcentage de chance que la pente ne soit pas différente de zéro de manière aléatoire. Nous avons choisi de conserver les pentes ayant un pourcentage supérieur à 85%.

D'une manière générale, tous les indices ont tendance à décroître, sauf en Péninsule. Pour l'Antarctique dans sa globalité, le CMS décroît de $1.8 \pm 1 \text{ \% an}^{-1}$ (figure 5.16),

Maximum Melting Surface (MMS 10 ⁶ km ²)								
Surface	série réduite					série complétée		
	Tendance 10 ⁶ jour.km ² .an ⁻¹	σ_{tendance}	T. r. (%)	S. (%)	Moyenne 10 ⁶ jour.km ²	Moyenne	T. r. (%)	S (%)
Péninsule	-0.002	0.0008	-0.6	95	0.28	0.29	-0.6	90
Filchner					0.12	0.13		
DML					0.28	0.29	-2.2	90
Amery	-0.004	0.001	-3.1	99	0.12	0.13	-2.6	98
Wilkes					0.15	0.17		
Ross	-0.01	0.006	-6.8	85	0.15	0.18	-6.8	85
MBL					0.18	0.18		
Antarctique					1.28	1.37		

TAB. 6.3 – Maximum Melting Surface (MMS). Tendance, σ : écart type sur la tendance (incertitude), T R : tendance relative ($\% \text{-tendance} * 100 / (\text{Moyenne sur 18 ans})$), S : signification de la tendance (%) dérivée du t-test et valeur moyenne sur les 18 années disponibles pour la série *réduite*. Moyenne sur 18 ans, T R (%) et S (%) pour la série *complétée*. Les tendances ne sont données que lorsque $S > 85\%$; 99⁺ indique que S est très proche de 100%.

Mean Melt Duration (MMD jour)								
Surface	série réduite					série complétée		
	Tendance 10 ⁶ jour.km ² .an ⁻¹	σ_{tendance}	T. r. (%)	S. (%)	Moyenne 10 ⁶ jour.km ²	Moyenne	T. r. (%)	S (%)
Péninsule	+0.5	0.3	1.2	85	38.9	49.3		
Filchner	-0.08	0.03	-2.3	99	3.7	4.1		
DML	-0.5	0.15	-4.1	99	10.7	13.0	-4.6	98
Amery	-0.8	0.2	-5.4	99 ⁺	14.3	17.5	-5.7	99 ⁺
Wilkes	-0.4	0.1	-4.0	99 ⁺	9.7	12.1	-3.9	99 ⁺
Ross					5.0	6.2		
MBL					9.9	11.1		
Antarctique					16.3	19.8		

TAB. 6.4 – Mean Melt Duration (MMD). Tendance, σ : écart type sur la tendance (incertitude), T R : tendance relative ($\% \text{-tendance} * 100 / (\text{Moyenne sur 18 ans})$), S : signification de la tendance (%) dérivée du t-test et valeur moyenne sur les 18 années disponibles pour la série *réduite*. Moyenne sur 18 ans, T R (%) et S (%) pour la série *complétée*. Les tendances ne sont données que lorsque $S > 85\%$; 99⁺ indique que S est très proche de 100%.

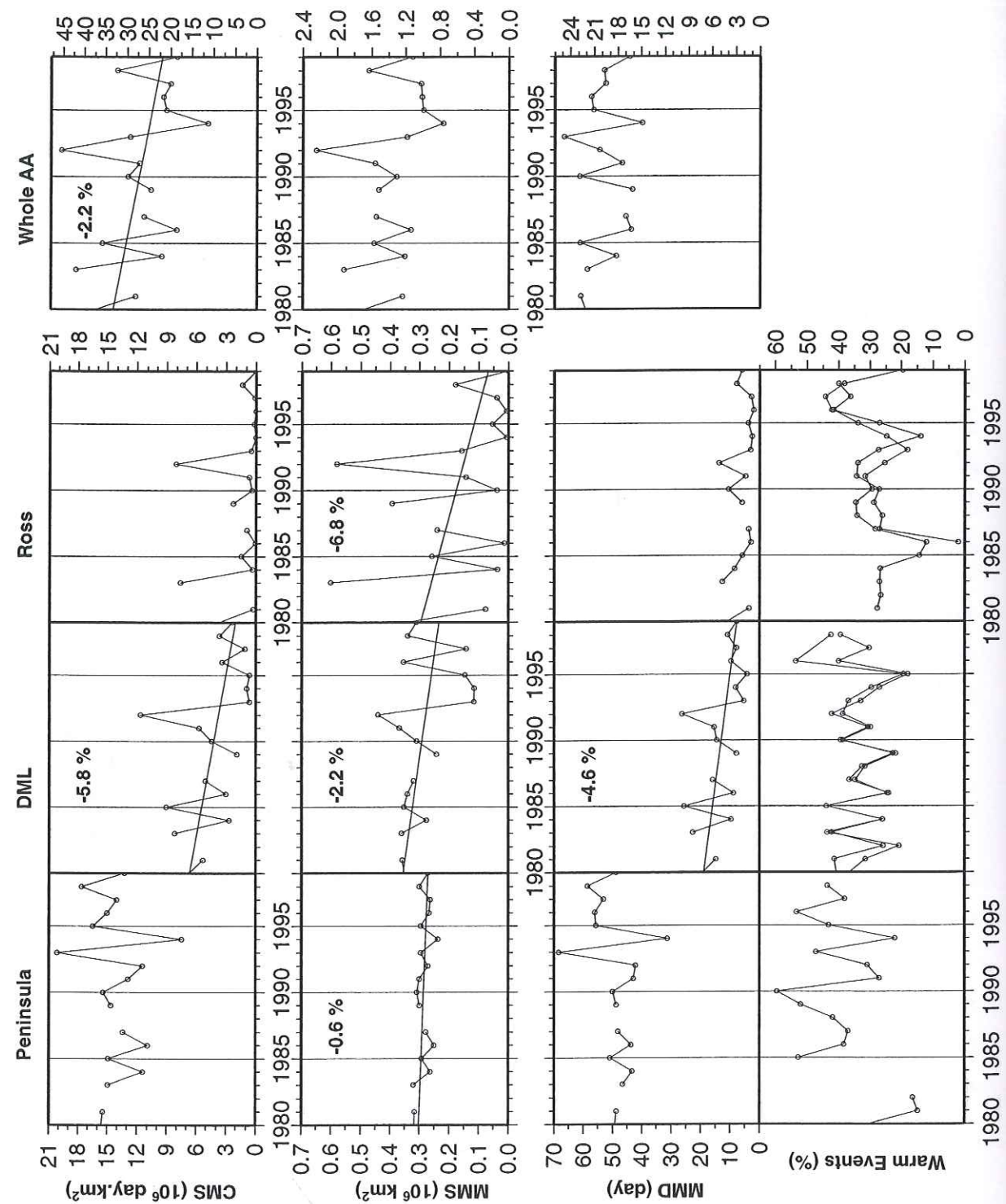


FIG. 6.1 – Cumulative Melting Surface, Maximum Melting Surface et Mean Melt Duration calculés avec la série *complétée* pour 3 zones plus la zone Antarctique .

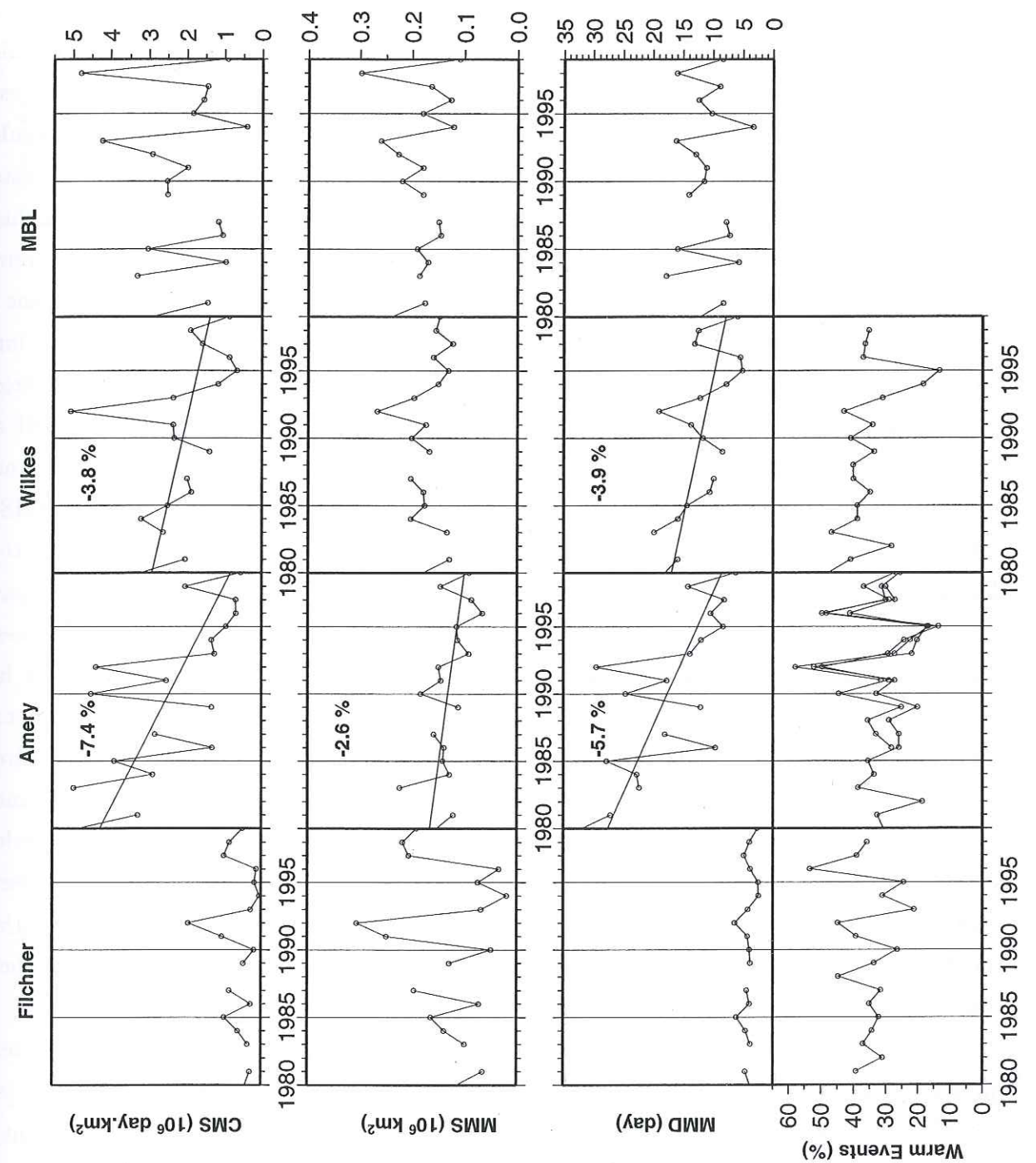


FIG. 6.2 – Cumulative Melting Surface, Maximum Melting Surface et Mean Melt Duration calculés avec la série *complétée* pour 4 zones.

ce qui confirme et prolonge le -2.4 \% an^{-1} trouvé par Zwally and Fiegles (1994) sur les 9 premières années de la période. La tendance pour le MMS n'est pas significative mais est cependant négative, tandis qu'aucune tendance n'est détectée pour le MMD : ceci suggère que la durée annuelle de fonte reste stable sur l'ensemble des côtes antarctiques (à peu près 20 jour.an^{-1} , série complétée, figure 6.1), tandis que les surfaces concernées ont tendance à diminuer.

Si l'on examine ce qui se passe zone par zone, on se rend compte que seule la Péninsule présente des tendances positives (figure 5.16). La pente correspondant à l'indice CMS est positive mais non significative ; par contre, la tendance pour l'indice MMD de la Péninsule est significativement positive ($1.2 \pm 0.7 \text{ \% an}^{-1}$), ce qui indique que la durée de la fonte en Péninsule augmente depuis 20 ans. Cette région est assez accessible, ce qui facilite son étude. Les observations faites sur les plate-formes flottantes de cette région montrent qu'elles ont tendance à disparaître petit à petit depuis une vingtaine d'années au moins : Lucchitta and Rosanova (1998) et Rott et al. (1998) font état du retrait et de la disparition progressive du Larsen ice shelf et, plus récemment encore, Nsidc (2000) et les dernières informations du site internet du NSIDC nous apprennent que le Larsen B ice shelf a totalement disparu au cours du mois de février 2002. Paradoxalement et malgré une augmentation de la durée de la fonte, l'indice correspondant à la surface de fonte, MMS, a tendance à décroître sur la même période. A la vue des observations faites sur les plate-formes flottantes, on peut se demander si cette diminution de la surface de fonte n'est pas due à la disparition des surfaces potentielles de fonte que sont les ice shelves (les surfaces des plate-formes flottantes disparues représentent, tout de même, 1 à 2% du MMS de la zone Péninsule). Les tendances contradictoires des indices MMD et MMS nous expliquent pourquoi l'indice CMS, de la zone la plus sujette à la fonte en Antarctique, ne montre pas de tendance positive significative. Enfin, la zone de Marie Byrd Land n'offre aucune tendance significative quelque soit l'indice considéré, ce qui semble cohérent avec l'étude menée par Ferrigno et al. (1998) entre le début des années 1970 et le début des années 1990 sur l'étendue des ice shelves de cette région du continent antarctique. Les auteurs montrent que les étendues des nombreuses plate-formes flottantes de la région ont des comportements contradictoires (extension, retraite...) qui s'équilibrent en moyenne.

Le deuxième groupe de 5 zones (Filchner-Ronne, DML, Amery, Wilkes et Ross), tel qu'il a été défini section 6.1.1.2 se comporte de manière homogène : toutes les tendances significatives sont négatives. Les pentes sont même assez fortes, puisqu'elles se répartissent, en moyenne, entre les valeurs -3 et -7% .

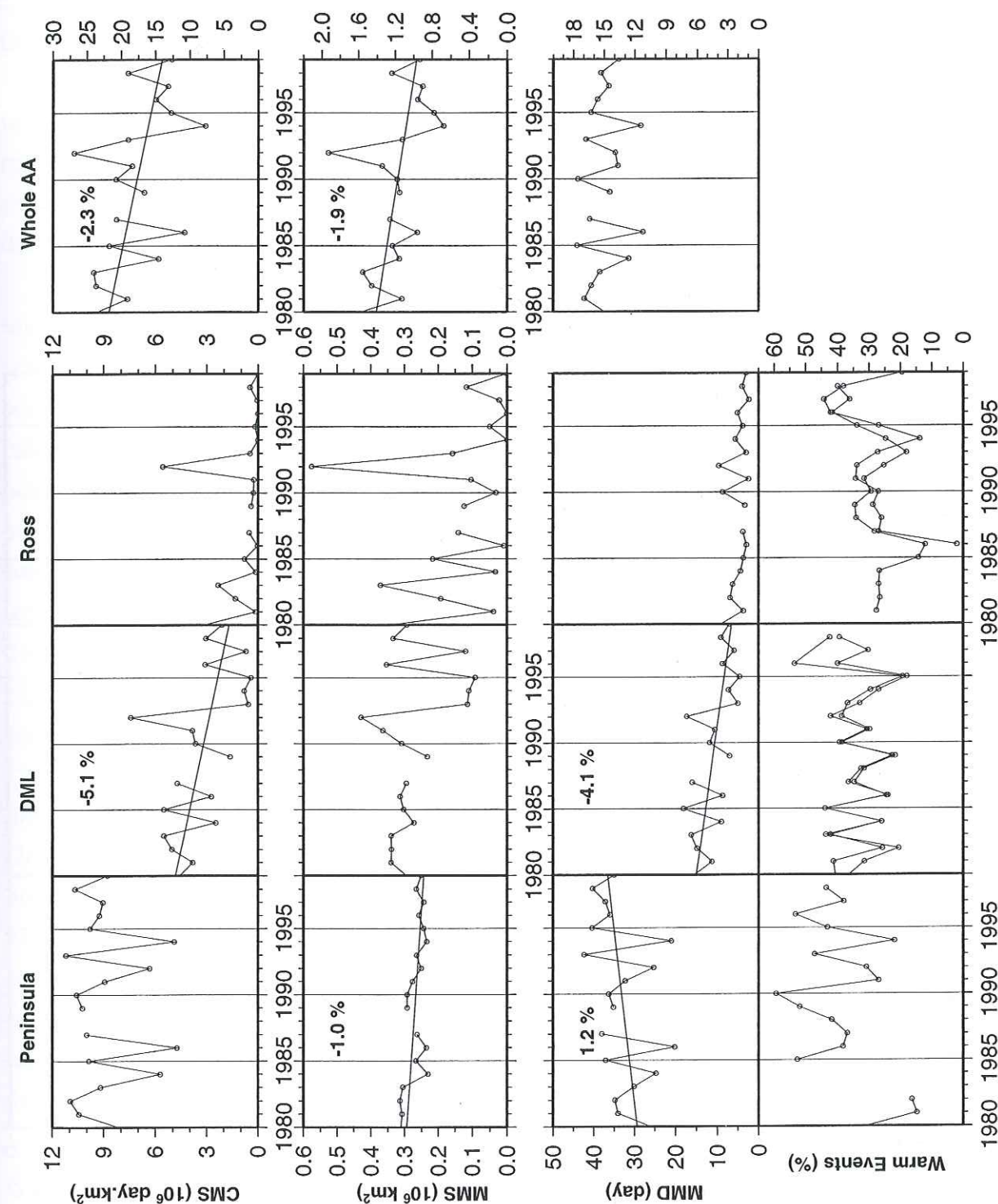


FIG. 6.3 – Cumulative Melting Surface, Maximum Melting Surface et Mean Melt Duration calculés avec la série janv-mars pour 3 zones plus la zone Antarctique .

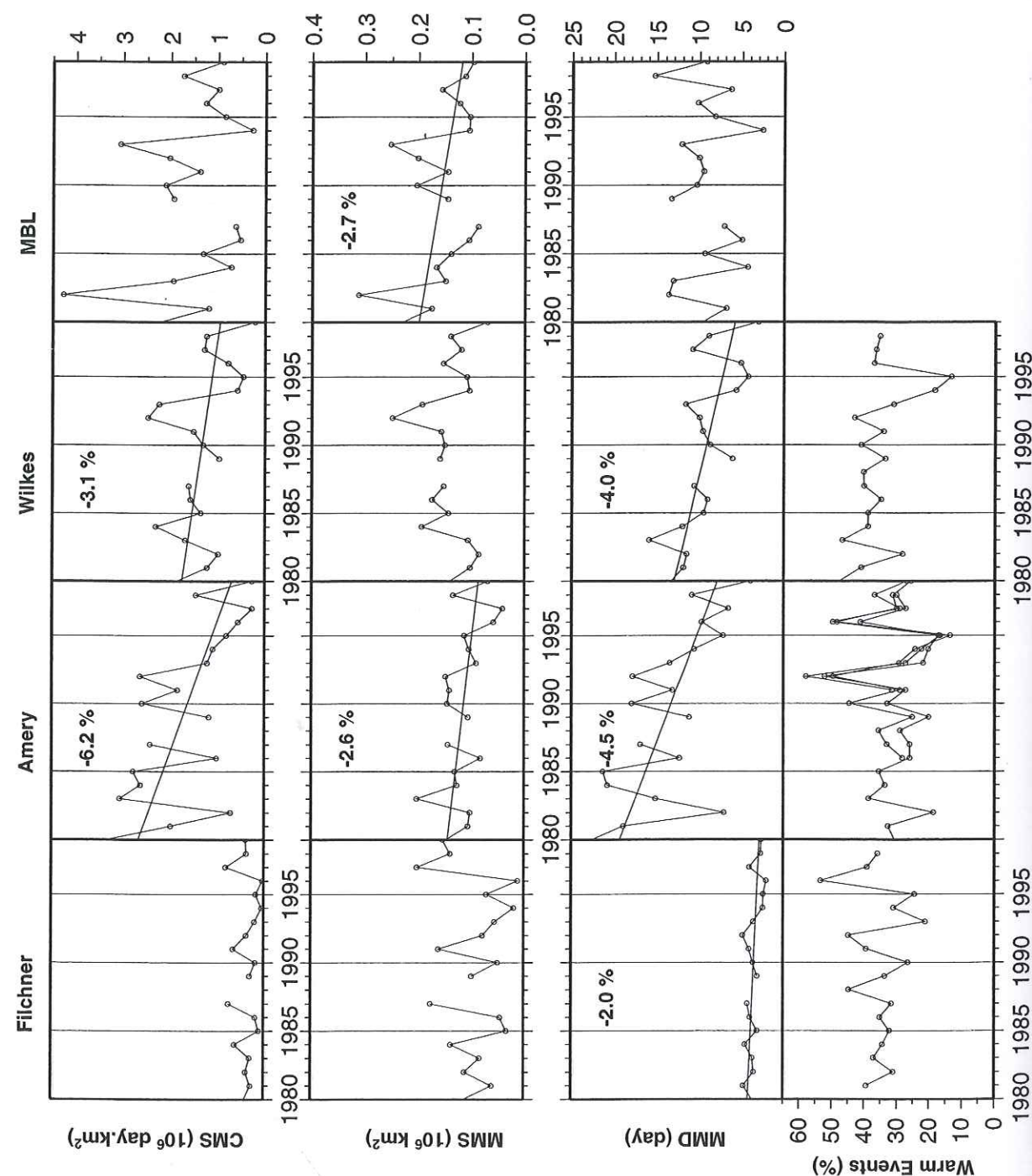


FIG. 6.4 – Cumulative Melting Surface, Maximum Melting Surface et Mean Melt Duration calculés avec la série *janv-mars* pour 4 zones.

6.2 Tests de robustesse

6.2.1 Comparaison des diverses séries d'indices

L'absence d'un certain nombre de données nous a amené à construire diverses séries (sections 5.2 et 7.2.2) plus ou moins complètes et plus ou moins biaisées (la série *réduite* est fortement allégée et les séries *complétée* et *20 ans* (voir section 7.2.2) comportent un nombre non négligeable de données reconstituées). Les études de la variabilité temporelle, spatiale et des tendances à long terme (sections 6.1.1.2, 6.1.2 et 7.2.2) font appel à des séries différentes à chaque fois (série *réduite*, *complétée* ou *20 ans*) et nous sommes en droit de nous poser la question de la cohérence des divers résultats.

Afin de répondre à cette question, nous nous proposons de calculer les indices et les tendances associés pour chacune de ces séries. Nous avons déjà partiellement effectué le travail au cours des sections précédentes, car les indices des séries *réduite* et *complétée* sont calculés. Les figures 5.16, 5.17, 6.1, 6.2, 7.7 et 7.8 présentent, en plus, les tendances calculées pour toutes ces séries temporelles. Nous ajoutons ici, une série un peu particulière, puisqu'elle ne concerne que la fin de la période estivale (janvier à mars). Nous avons jugé utile de l'utiliser à titre de comparaison car elle a la particularité de n'avoir pas été retouchée (mise à part les interpolations de données manquantes sur des périodes inférieures ou égales à 3 jours), tout comme la série *réduite*. Seules manquent quelques données en janvier de l'été 1987-88, c'est pourquoi cette série ne comporte que 19 années réparties sur les 20 ans de mesures. Nous présentons cette série d'indices ainsi que leurs tendances dans les figures 6.3 et 6.4.

Les figures permettent de voir que quelle que soit la série envisagée, nous retrouvons une tendance négative commune pour les 5 zones du groupe de l'est (Filchner-Ronne, Dronning Maud Land, Amery, Wilkes Land et Ross) et une tendance plus ou moins positive pour la Péninsule (figures 6.3). De même, la variabilité inter-annuelle semble visuellement très similaire d'une série à l'autre. Nous en concluons que nos résultats sont robustes car les séries d'indices qui en sont déduites ne sont pas trop affectés par un ajout ou un retrait de données. Il nous semble donc raisonnable d'étudier les tendances avec une de ces séries, la variabilité avec une autre, et de discuter des valeurs absolues de la fonte avec une troisième série.

6.2.2 Comparaison avec Zwally and Fiegles (1994)

Les cartes de cumuls annuels (figures 5.14 et 5.15) et l'évolution des indices de fonte (figures 5.16, 5.17, 7.7 et 7.8) nous permettent de comparer nos résultats avec ceux publiés par Zwally and Fiegles (1994). Leur travail s'appuyait sur les 9 années qu'a duré l'utilisation de l'instrument SMMR. Nos résultats semblent compatibles avec ceux-ci sur la période commune (moyennes, variabilité et tendances).

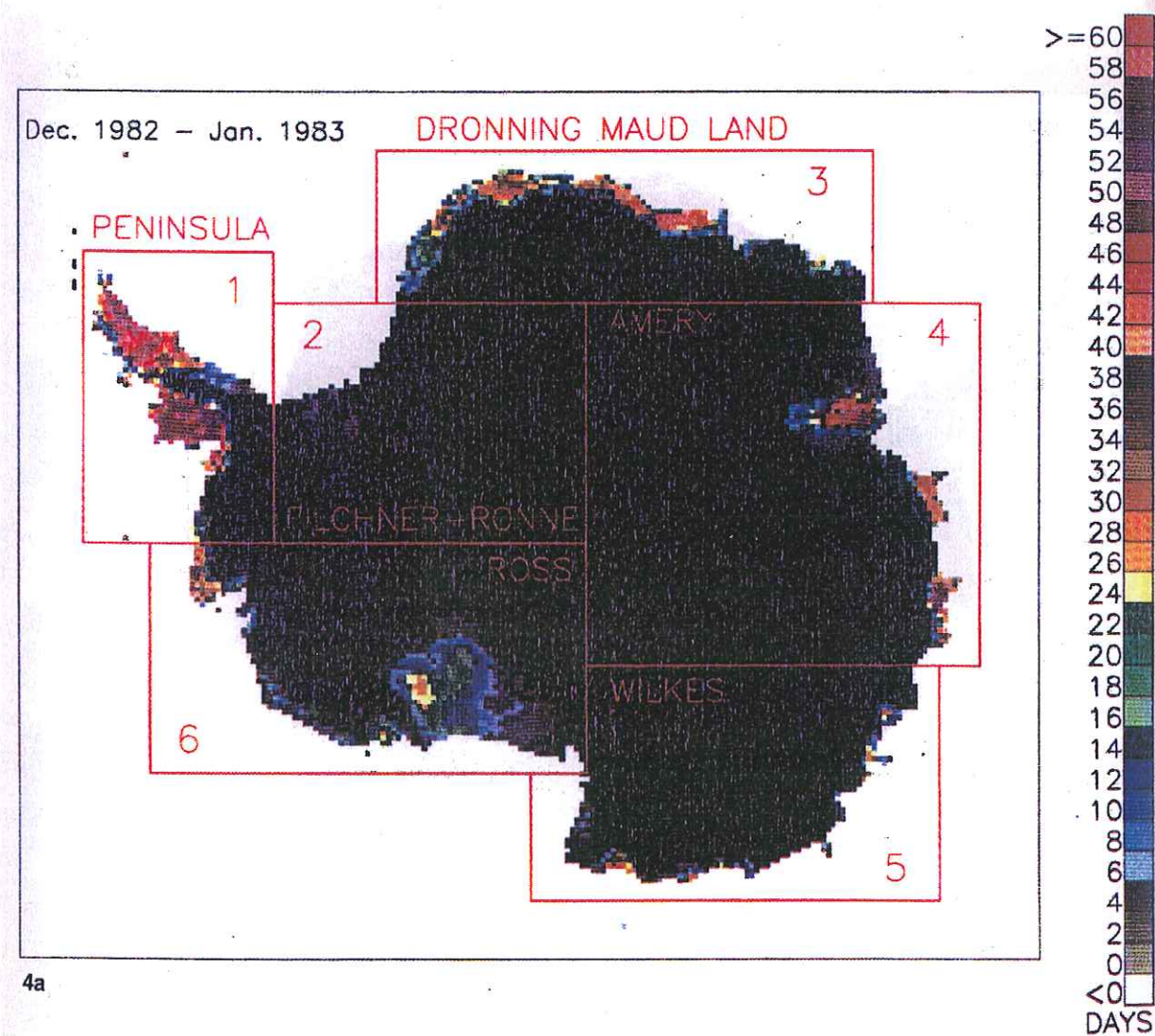


FIG. 6.5 – Fonte de surface annuelle (échelle de couleur en nombre de jours) pour l'été 1982/83. Carte issue de l'article de Zwally and Fiegles (1994), figure 4a.

Les auteurs indiquent un événement de fonte exceptionnel au cours de l'été 1982-83 (particulièrement dans la zone du Ross ice shelf). Cet été-là, leur indice de fonte CMS sur l'ensemble du continent antarctique s'élève à $35.8 \cdot 10^6 \text{ jour.km}^2$. Notre figure 5.14 indique aussi que la fonte a été soutenue durant l'été 1982-83 et que la surface de fonte sur le Ross ice shelf a été très importante. Notre série *complétée* suggère une valeur un peu plus élevée ($42 \cdot 10^6 \text{ jour.km}^2$) pour cet été-là. Toutefois, seul l'été 1992-93 vient lui ravir la première place au palmarès des étés les plus "chauds". Au cours de ce même été 1982-83, les surfaces de fonte calculées par Zwally and Fiegles (1994) et par notre propre algorithme sont très similaires (voir figure 6.5, 5.14 et 5.15). Le même constat peut être fait pour la durée de la période de fonte : si nous prenons comme exemple le Ross ice shelf, on relève un maximum, sur la figure 4a de Zwally and Fiegles (1994), qui correspond à 26 jours de fonte ; notre carte (figure 5.14) indique un maximum très similaire (environ 25 jours) et localisé au même endroit (au nord-est de la station Siple Dome). Près de la station Rothera Point, dans la zone de la Péninsule antarctique, près de 55 jours de fonte sont identifiés par les deux méthodes, et sur l'Amery ice shelf, 46 jours.

L'été suivant (1983-84) est, au contraire, une période durant laquelle la fonte de surface est très faible. Les deux méthodes donnent des résultats encore très similaires. La Péninsule fond tout au long de l'été, tandis que le Ross ne fond pratiquement pas, sauf sur une zone côtière très limitée. La fonte le long des côtes du Dronning Maud Land n'est plus du tout continue et dure moins de 10 jours. La surface de fonte sur l'Amery ice shelf est bien moindre et la durée maximum atteint 35 jours.

La variabilité inter-annuelle de l'indice CMS est aussi très similaire pour les deux méthodes (section 6.1.1.1) et sur la période commune (figure 6 et 7 de Zwally and Fiegles (1994) et figure 5.16 et 5.17). Les deux premiers étés (1979-80/1980-81) se comportent de la même manière sur les 7 zones et montrent clairement une diminution de la fonte. De plus, l'oscillation sur 2 ans mise en évidence par Zwally and Fiegles (1994) est confirmée (1982-83/84-85/86-87). Celle-ci est présente dans toutes les zones sauf Filchner et Wilkes, ce qui est aussi en accord avec Zwally and Fiegles (1994).

Enfin, Zwally and Fiegles (1994) ébauchaient l'idée que la fonte en Antarctique avait tendance à diminuer. Ils n'avaient alors à disposition qu'une courte période de données (1979 - 1987) et ne pouvaient pas affirmer que cette tendance était significative en raison de la forte variabilité inter-annuelle qui gênait l'analyse. Nous pouvons désormais confirmer leurs dires et même affiner l'analyse des tendances zones par zones.

Cette comparaison entre nos résultats et ceux de Zwally and Fiegles (1994) semble indiquer que malgré les différences entre les deux algorithmes, les caractéristiques de la fonte de surface que nous déduisons des données micro-ondes sont cohérentes. Enfin, le résultat d'une telle comparaison confirme que la détection des événements de fonte donne, en relatif, des résultats robustes qui ne dépendent qualitativement pas de la méthode utilisée.

6.3 Cohérence des indices de fonte avec d'autres observations

6.3.1 Températures de l'air in situ

Dans la section 5.1.3 nous avons utilisé les données météorologiques (températures de l'air) pour calibrer l'algorithme qui nous a permis de détecter les événements de fonte. Cette calibration n'a, toutefois, pas épuisé toutes les ressources de ces données. Dans cette section, nous allons exploiter la variabilité et les tendances inter-annuelles de ces séries de températures pour les comparer à celles des indices de fonte.

6.3.1.1 Événements chauds

La fonte est un phénomène à seuil et le lien avec les températures de surface n'est pas direct. Cependant, on peut supposer que la fonte a lieu lorsque la température de l'air en surface est supérieure, en moyenne, à un certain seuil (c'est la conclusion à laquelle nous sommes arrivés lors de la calibration de l'algorithme de fonte, section 5.1.3). Nous avons choisi d'appeler *événement chaud* toute journée dont la température est supérieure à la moyenne des températures d'été (décembre-janvier). Nous comparons la variabilité du nombre d'*événements chauds* avec celle des indices de fonte. Pour cela, nous avons sélectionné 10 stations météorologiques parmi les 19 présentées section 4.2 (notre choix est fonction de la qualité des séries estivales et du nombre de zones : nous voulions au moins une station par zone -or nous n'avons aucune station pour la zone de Marie Byrd Land- et pas plus de 3 par zone afin de conserver une certaine lisibilité des graphiques). Nous calculons le pourcentage de ces *événements chauds* pour chaque année (novembre-février) et chaque station météorologique. Il nous est ainsi possible de comparer la variabilité de ces événements avec celle des indices de fonte, et ce pour 6 zones sur 7. Pour la Péninsule, nous avons choisi la station Rothera Point, pour DML, les stations Syowa et Molodeznaja et pour Ross, les stations Lettau et Ferrel (figures 5.16, 7.7, 6.1 et 6.3). Pour Filchner, nous avons choisi la station Belgrano, pour Amery, les stations Mawson, Zhongshan et Davis, et pour Wilkes, la station Casey Air Strip (figures 5.17, 7.8, 6.2 et 6.4).

Dans l'ensemble, la variabilité des événements chauds semble en bon accord avec celle des indices de fonte. Les oscillations à 2 ans, mises en évidence par Zwally and Fiegles (1994) durant les 9 premières années, sont le plus souvent confirmées (Péninsule, DML et Amery) et les pics de fonte de la deuxième décennie, 1991-92 (Filchner, DML et Amery) et 1992-1993 (Péninsule et MBL) se retrouvent très nettement dans les séries d'*événements chauds*.

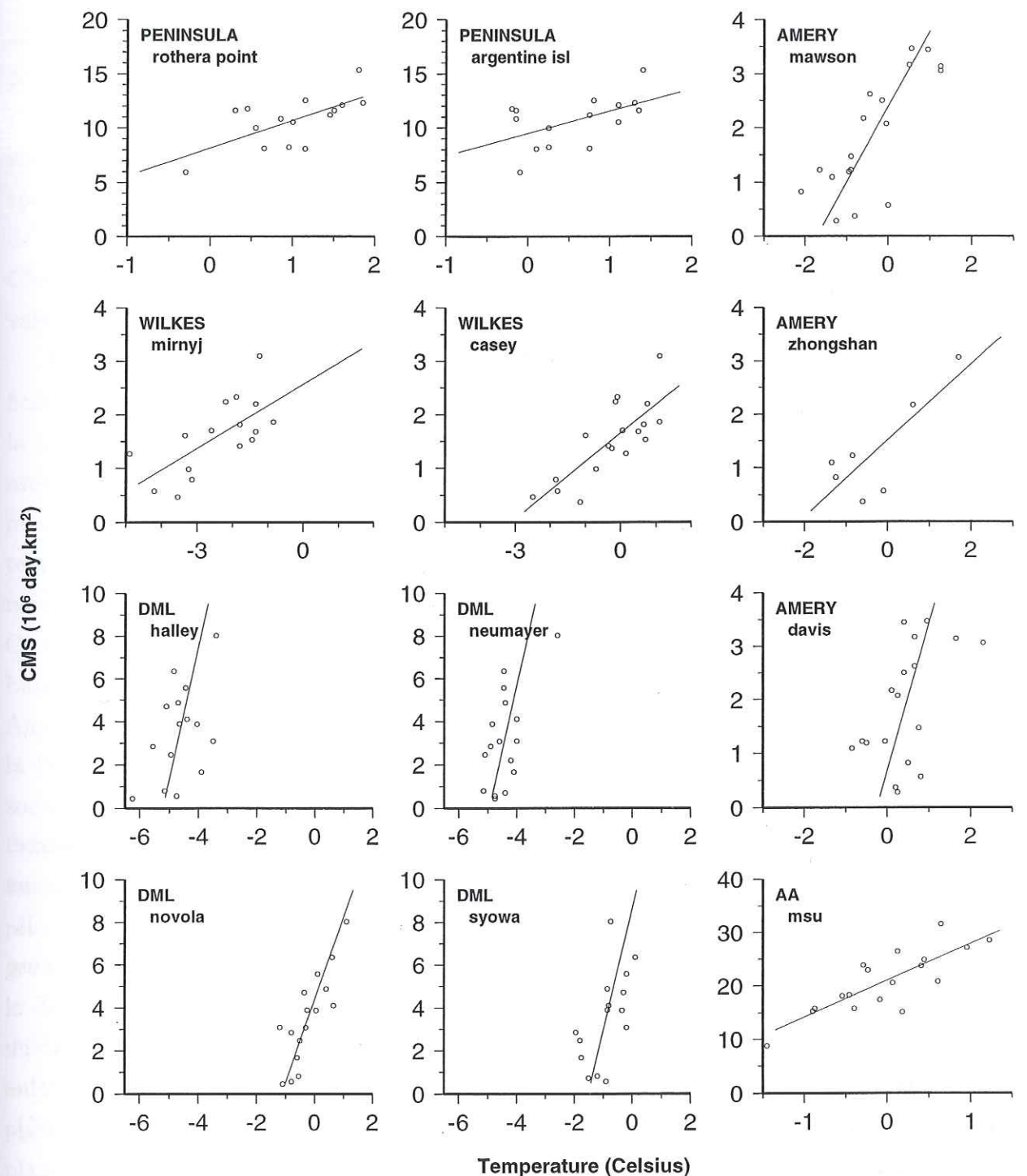


Figure 6.6: Cumulative Melting Surface vs température moyenne mensuelle (Décembre-Janvier) pour 11 stations et 4 zones. En bas à droite, Cumulative Melting Surface Antarctique vs Anomalies de Températures Troposphériques (DJF) (70°S-80°S). Pour les caractéristiques des corrélations, voir le tableau 6.5.

Zone	Station	Pente 10 ⁶ jour.km ² .°C ⁻¹	Seuil T _{seuil} (°C)	r	S %
Péninsule	Rothera Point	2.52	-3.2	0.65	99+
Péninsule	Argentine Island	2.05	-4.6	0.53	95
DML	Halley Bay	6.19	-5.2	0.47	90
DML	Neumayer	6.04	-5.0	0.61	98
DML	Novolazarevskaya	3.88	-1.1	0.83	99+
DML	Syowa	5.75	-1.5	0.59	98
DML	Molodeznaja	3.16	-2.4	0.73	99+
Amery	Mawson	1.40	-1.7	0.80	99+
Amery	Zhongshan Weather	0.71	-2.1	0.81	95
Amery	Davis	2.77	-0.2	0.53	98
Wilkes	Mirnyj	0.40	-6.4	0.68	99+
Wilkes	Casey	0.53	-3.1	0.79	99+
Antarctique	MSU	6.86		0.82	99+

TAB. 6.5 – Corrélation entre l'indice de fonte CMS (Cumulative Melting Surface, 10⁶jour.km²) et la moyenne des températures estivales (déc-janv, °C) de 12 stations et 4 zones (Molodeznaja n'a pas été tracé dans la figure 6.6). La station Argentine Island (65.15°S - 64.16°W) n'a pas été utilisée auparavant car aucune donnée journalière n'était disponible. Pente et température seuil sont reliées au CMS comme suit : CMS = Pente.($\langle T \rangle_{dc-janv} - T_{seuil}$). La dernière ligne correspond à la corrélation entre le CMS et les températures troposphériques (MSU). Sont aussi présentés : le coefficient de corrélation (r) et le pourcentage de signification (S, 99+indique que S est très proche de 100%).

6.3.1.2 Corrélations avec les moyennes mensuelles estivales

L'analyse qualitative effectuée dans la section précédente semble concluante mais nous souhaitons disposer de résultats plus quantitatifs. Pour cela, nous avons téléchargé, pour 12 stations météorologiques, les moyennes mensuelles rassemblées par J. Jacka¹. Seules 4 zones peuvent ainsi être caractérisées (Péninsule, DML, Amery et Wilkes Land). Les corrélations entre les moyennes de températures estivales (Décembre-Janvier) de différentes stations météorologiques et l'indice CMS (Cumulative Melting Surface) des 4 zones correspondantes sont répertoriées dans le tableau 6.5 et la figure 6.6. La pente et la température de seuil (abscisse à l'origine, T_{seuil}) sont liées à l'indice CMS de la manière suivante : CMS = pente.($\langle T(^{\circ}\text{C}) \rangle_{\text{dec-janv}} - T_{\text{seuil}}$), où $\langle T(^{\circ}\text{C}) \rangle_{\text{dec-janv}}$ est la température estivale moyenne relevée à la station météorologique.

Le choix d'une relation linéaire paraît raisonnable et les pentes sont toutes significativement différentes de zéro. Le Dronning Maud Land est la zone pour laquelle la pente moyenne de la droite de corrélation est la plus élevée (5 10⁶jour.km².°C⁻¹) avec, tout de même, de grosses disparités, indépendantes de l'altitude, entre les stations météorologiques. C'est la zone dont le signal de température a la plus grande signification temporelle et spatiale : une augmentation, ou une diminution, de 1°C de la température moyenne estivale aura plus d'impact sur la fonte (augmentation ou diminution de l'indice CMS, soit de la durée et/ou de la surface de fonte) dans la zone du Dronning Maud Land que partout ailleurs sur les côtes antarctiques. Wilkes (0.47 10⁶ jour.km².°C⁻¹) et Amery (1.62 10⁶ jour.km².°C⁻¹) ont des pentes de corrélation plus faibles, et la zone de la Péninsule (2.28 10⁶ jour.km².°C⁻¹) se situe entre les deux. Ces différences entre les zones peuvent être liées à leur topographie moyenne. Si nous ne nous intéressons qu'à l'aspect spatial de la fonte, le CMS augmentera (en réponse à une augmentation de la température) si les surfaces de fonte augmentent. Or, pour qu'il y ait fonte à une altitude plus élevée, il faut que la température à cette altitude ait atteint le seuil de fonte. Le gradient vertical de température étant, en moyenne, le même pour toutes les zones, c'est la déclivité de la surface qui va gouverner l'augmentation de la surface de fonte. Ainsi, une zone comportant de vastes zones plates (faible déclivité moyenne) pourra facilement augmenter sa surface de fonte (c'est le cas du Dronning Maud Land, en raison de ses plate-formes flottantes), alors qu'une zone plus accidentée (Péninsule) ou avec peu de plate-forme flottantes (Wilkes Land) ne le pourra pas. Dans le cas de la Péninsule, il faut préciser que la fonte y est déjà très importante et qu'en moyenne, toutes les surfaces susceptibles de fondre, fondent effectivement chaque année, ce qui peut aussi expliquer une pente de corrélation plutôt faible.

En moyenne sur les 4 zones disponibles, la surface de fonte totale augmente de 9.3 10⁶ jour.km²(somme des 4 pentes) lorsque la température moyenne augmente de 1 °C. La température de seuil reflète la température moyenne estivale en-dessous de laquelle aucune

¹<http://www.antrc.utas.edu.au/~jacka/temperature.html>

fonte significative n'a lieu. La Péninsule, DML (températures seuil assez différentes selon les stations) et Wilkes ont une température seuil moyenne proche de $-4.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, contre seulement $-1.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour Amery.

Une analyse similaire a été menée par *Zwally and Fiegles* (1994) sur la période 1978-1987 mais les auteurs ont séparé les mois de décembre et janvier, doublant ainsi le nombre d'échantillons par été mais caractérisant alors la dépendance de la moyenne mensuelle plutôt que celle de la moyenne estivale de la fonte en fonction de la température moyenne. La somme sur les 4 zones leur fournit une pente de $3.5\text{ }10^6\text{ jour.km}^2\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$. On pouvait donc s'attendre à trouver une pente supérieure à la leur, étant donné que nous avons cumulé un nombre plus important de jours de fonte (deux mois au lieu d'un). Les deux études confirment l'existence d'une bonne corrélation entre les températures moyennes relevées en un point donné de la côte antarctique et la fonte moyennée sur une grande surface autour de ce point de mesure. Les ordres de grandeur sont les mêmes et semblent stables sur la période 1979-1999.

6.3.1.3 Tendances annuelles des températures de surface

La signification climatique de nos résultats est encore renforcée si on les compare aux tendances annuelles de températures de l'air près du sol rapportées par *Comiso* (2000) et, encore plus récemment, par *Doran et al.* (2002). *Comiso* (2000) a utilisé des séries de données météorologiques longues de 45 ans (1954-1998). Les tendances sont globalement inversées selon leur calcul sur 45 ou 20 ans (1979-1998). Sur 45 ans, la tendance globale est au réchauffement, mais celui-ci a surtout lieu au cours de la première partie de la période (1958-1978) (*Doran et al.* (2002); *Comiso* (2000); *Jacka and Budd* (1998)). En effet, sur les 20 dernières années de ces séries, la tendance globale est sensiblement négative. Les stations météorologiques situées dans les zones de fonte du Dronning Maud Land (Syowa), Wilkes (Casey) et Filchner-Ronne (Halley Bay) ont des tendances significativement différentes de 0 et négatives, dont les valeurs sont comprises entre $-0.040\pm 0.021\text{ }^{\circ}\text{C an}^{-1}$ et $-0.079\pm 0.025\text{ }^{\circ}\text{C an}^{-1}$. Signes et tendances sont bien en accord avec les tendances négatives trouvées pour les indices de fonte (tableau 6.2). En effet, prenons une tendance en température moyenne de $-0.05\text{ }^{\circ}\text{C an}^{-1}$, prenons une pente moyenne de $5\text{ }10^6\text{ jour.km}^2\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ (section précédente, tableau 6.5), et multiplions-les ensemble : on trouve une tendance pour l'indice CMS de la zone DML de $-0.25\text{ }10^6\text{ jour.km}^2\text{ an}^{-1}$, valeur très proche du $-0.17\text{ }10^6\text{ jour.km}^2\text{ an}^{-1}$ du tableau 6.2. Les tendances des stations météorologiques situées en Péninsule sont, elles, toutes positives (par exemple, Rothera Point : $0.090\pm 0.027\text{ }^{\circ}\text{C an}^{-1}$ et Faraday : $0.092\pm 0.024\text{ }^{\circ}\text{C an}^{-1}$) et en accord avec celle de notre indice de fonte MMD (même si la tendance pour l'indice MMS est faiblement négative, la tendance non significative du CMS est tout de même positive). *Lucchitta and Rosanova* (1998), *Rott et al.* (1998) et *Skvarca et al.* (1998) font état d'une destruction et d'un retrait progressif de la partie nord du Larsen Ice Shelf, en accord avec les relevés de températures des

stations météorologiques avoisinantes (Marambio, Esperanza et Matienzo). Le mois de février 2002 a vu la disparition totale de l'ice shelf B de Larsen. C'est au total 3250 km^2 de glace qui sont partis à la dérive en 35 jours depuis le 31 janvier 2002 (soit un peu moins de la moitié de la surface de la Corse). Depuis 5 ans, cette plate-forme flottante a perdu 5700 km^2 de glace et sa surface actuelle ne représente plus que 40% de sa surface initiale². Ces surfaces représentent, tout de même, 1 à 2% de la valeur moyenne du MMS (Maximum Melting Surface) de la zone Péninsule (figure 6.1). *Doran et al.* (2002) fait aussi état d'un refroidissement en moyenne du continent antarctique depuis 1966 (mis à part la Péninsule), particulièrement marqué en automne et en été. Ils basent leurs conclusions sur des relevés de températures effectués entre 1986 et 2000 par 4 stations automatiques situées dans la région des McMurdo Dry Valleys ($77\text{-}78^{\circ}\text{S}$, $160\text{-}164^{\circ}\text{E}$) et sur les résultats d'une interpolation spatiale de données météorologiques, stations terrestres et rapports de bateaux, effectuées entre 1965 et 2000 à partir de la base de donnée HadCRUT (University of East Anglia). A l'inverse, *Keys et al.* (1998) rendent compte de la stabilité du front du Ross Ice Shelf, voire même de son avancée récente, ce qui concorde avec une météorologie de moins en moins propice à la fonte de surface.

6.3.1.4 Conclusion

Jusqu'à présent, nous avons comparé les indices de fonte avec des données de surface (températures de l'air à 2 ou 3 mètres). Ces comparaisons nous ont permis de confirmer que notre algorithme est robuste et que les mesures de fonte de surface semblent cohérentes avec ce qui est observé, par ailleurs, à la surface du continent antarctique. La variabilité des températures de l'air en un point de la côte est très bien corrélée avec celle des indices de fonte, représentatifs de plus vastes étendues. De plus, cette fonte de surface est sensible à une variation des moyennes estivales de température. Enfin, depuis 1979, les températures de l'air en Péninsule augmentent, influençant la fonte estivale comme le confirment nos mesures. Le reste de l'Antarctique se refroidit, surtout en été, et, en moyenne, la durée et les surfaces de fonte sont en nette diminution. Ainsi, deux types de mesures, indépendantes entre elles, tendent à s'accorder. En outre, de nombreuses études récentes des plate-formes flottantes du continent antarctique rendent compte de tendances similaires sur la période 1979-1999 (extension sur le Ross et diminution sur Larsen). On s'attendait bien à ce qu'une augmentation (diminution) des températures aille de pair avec la fonte de surface, bien que température de l'air et bilan d'énergie ne soient pas directement, ni quantitativement, reliés. Nous avons donc confirmé ce lien supposé et laissé émerger une signification météorologique des indices de fonte ; c'est-à-dire un lien statistique entre la fonte de surface et la température de l'air au-dessus du sol.

²source sur le site du NSIDC, <http://nsidc.org/iceshelves/larsenb2002/index.html>

6.3.2 Autres mesures satellite

6.3.2.1 Températures de peau (IR)

L'infra-rouge passif permet de mesurer la température de peau de la surface de la planète (Fily *et al.* (1998)). Cette température de peau est plus directement liée à la fonte de surface que ne le sont les températures de l'air à 2 ou 3 mètres du sol, mais la mesure dans l'infra-rouge est très dépendante de la présence de nuages dans l'atmosphère et il n'est pas facile d'obtenir une couverture journalière totale et donc d'avoir, en un point de la côte antarctique, des séries temporelles de température continues. Comiso (2000) présente une compilation des températures de surface du continent antarctique et de l'Océan Polaire issue des données infra-rouge des instruments spatiaux AVHRR et THIR de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) entre 1978 et 1998. L'auteur s'est intéressé aux mois de juillet (hiver austral) et janvier (été austral). D'après Comiso (2000), le mois de janvier le plus froid depuis 1979, en moyenne sur tout le continent, est celui de l'année 1995. Pourtant, d'après nos mesures, l'été 1994-95 n'expérimente pas spécialement peu de fonte. Mais cette apparente contradiction peut s'expliquer par le fait que les zones de fonte (zones côtières) représentent seulement 10% de la surface totale du continent, et que leur comportement n'est pas forcément très bien corrélé avec le comportement du continent dans sa globalité. Ces mesures de températures de surface permettent tout de même à l'auteur de déduire une tendance annuelle sur 20 ans : celle-ci est négative en moyenne sur le continent entier et vaut $-0.042 \pm 0.067 \text{ }^{\circ}\text{C an}^{-1}$.

6.3.2.2 Températures troposphériques

Un autre type de données peut être intéressant à titre de comparaison : ce sont les températures troposphériques dérivées des températures de brillance mesurées dans la basse troposphère (T_{2LT} , 0 à 8 km environ) par le spectromètre nommé MSU (Microwave Sounding Unit) et porté par des satellites de la NOAA depuis 1979. Ce dernier effectue 4 mesures passives dans la raie de l'oxygène à 5.5 mm soit entre 50.3 et 57.95 GHz (gamme des micro-ondes). Pour les températures MSU, la présence de nuages, d'aérosols et de contaminants est moins critique que pour les températures IR. De plus, ces températures sont représentatives de l'énergie disponible à la surface pour la fonte sur une échelle plus globale qu'avec les stations météorologiques. Nous utilisons ici une série de températures troposphériques moyennées sur la bande de latitude 70°S-80°S et sur les mois de décembre, janvier et février (anomalie à la moyenne entre 1980 et 1999, Christy *et al.* (2000)). La figure 6.6 et le tableau 6.5 comportent aussi les résultats de la corrélation entre l'indice de fonte CMS pour l'Antarctique complet et les températures troposphériques MSU. La corrélation est bonne ($r = 0.82$) et très significative. Ceci confirme, une nouvelle fois, le lien météorologique entre les indices de fonte et les données météorologiques.

6.3.2.3 Etendue de glace de mer

Pour finir, l'étude de l'extension de la banquise et de la durée de la saison de glace de mer peut donner des informations sur le climat polaire au même titre que la fonte de surface. D'autant plus que l'Océan Austral est le seul de la planète à encercler le globe, ce qui en fait le premier lien unificateur entre les principaux bassins océaniques mondiaux (échange d'eau à toutes les profondeurs). Ceci ajouté au courant circumpolaire antarctique donnent à cet océan du Sud un rôle primordial dans la retransmission des anomalies climatiques autour du globe terrestre (White and Peterson (1996)). Les études sur la glace de mer utilisent aussi les données micro-ondes mesurées par les instruments SMMR et SSM/I, puisqu'à l'origine ces instruments ont été placés en orbite afin de tracer des cartes de glace de mer. Cavalieri *et al.* (1997) rapportent une augmentation sensible de l'étendue globale de glace de mer australe entre 1978 et 1996 ($1.3 \pm 0.2 \%$ par décennie). Watkins and Simmonds (2000) étudient essentiellement les données du capteur SSM/I (période 1987-1996) et indiquent une nette augmentation annuelle de l'étendue de glace de mer, et, depuis le début des années 1990, de la durée de la saison de glace de mer. Ils indiquent cependant que durant cette période et au cours de l'été austral seulement, la surface couverte par la glace de mer diminue partout autour du continent antarctique, sauf dans les régions de Wilkes Land, du nord-ouest de la mer de Ross et du milieu à l'est de la mer de Weddell. La zone ouest de la mer de Weddell (proche de la Péninsule) voit diminuer la concentration de glace de mer depuis 1979. Les auteurs insistent en outre sur le fait que ces tendances (positives ou négatives) dans l'extension de glace de mer sont surtout dues aux variations de la durée de la saison de glace de mer plutôt qu'au taux de production/destruction de glace de mer par jour. De la Mare (1997) s'est servi des relevés effectués par les pêcheurs de baleines depuis 1930 pour tenter de reconstituer la limite de la banquise chaque année autour du continent antarctique entre le printemps et l'automne austral. L'auteur pense pouvoir affirmer qu'en moyenne sur les mois d'octobre à avril, le front estival de la banquise a reculé vers le sud de 2.8° de latitude entre la moitié des années 1950 et le début des années 1970, ce qui représente une perte de surface d'environ 25%. Ce déclin de la glace de mer concorde en effet avec l'augmentation des températures des stations météorologiques du continent antarctique depuis 1950 (Comiso (2000)).

6.3.2.4 Conclusion

Au cours des années 1980 et 1990, un refroidissement global des zones australes englobant le continent antarctique est ressenti et mesuré par divers moyens indépendants les uns des autres : les températures de peau (IR) moyennes des mois de janvier diminuent partout sauf en Péninsule et l'extension annuelle moyenne de la glace de mer semble augmenter, avec toutefois une décroissance dans les mers entourant la Péninsule. Ceci est cohérent avec les indices de fonte durant cette même période : une diminution de la fonte partout sauf dans la région ouest du continent, Péninsule et Marie Byrd Land.

Par ailleurs, la variabilité de la moyenne zonale des températures troposphériques représente assez bien le comportement global du continent antarctique vis-à-vis de la fonte estivale, ce qui confirme le lien entre température de l'air et indices de fonte.

Cependant, les quelques données fiables, disponibles avant les années 1980 (ce sont surtout des mesures de températures), semblent indiquer, au contraire, une augmentation des températures (associée à une éventuelle diminution de l'étendue de glace de mer). L'apparition des mesures satellite coïncide justement avec la période charnière, après laquelle la tendance semble s'inverser. Il semblait donc essentiel de replacer ces mesures satellite dans un contexte plus global.

Chapitre 7

Variabilité climatique antarctique

Les interactions et rétroactions entre l'océan, la glace de mer et la calotte de glace sont à la base d'une importante variabilité du climat des zones polaires et en particulier du climat antarctique (*King and Turner (1997)*). Les modèles numériques de climat suggèrent, en réponse au forçage anthropique, une sensibilité climatique plus importante dans les zones polaires qu'ailleurs sur le globe. Nous avons retrouvé une très forte variabilité inter-annuelle dans les signaux de fonte de surface, mais l'étude visuelle des indices menée dans le chapitre précédent (6.1.1.1) n'est pas suffisante pour établir un lien entre la variabilité de la fonte et celle des phénomènes climatiques typiques de cette partie de l'Hémisphère Sud. Après un rappel des principaux modes de variabilité connus dans l'Hémisphère Sud et plus particulièrement en Antarctique, nous comparons les indices de fonte avec les indices atmosphériques Southern Oscillation Index (SOI) et Antarctic Oscillation Index (AOI) tous deux représentatifs des deux principaux modes inter-annuels de la variabilité antarctique. Enfin, nous compléterons cette étude simple en analysant spectralement les indices de fonte afin d'identifier, éventuellement, la présence de l'Onde Circumpolaire Antarctique.

7.1 Les modes de variabilité climatique antarctiques typiques connus à ce jour...

Dans cette section, nous nous restreindrons à la variabilité inter-annuelle en raison des contraintes liées aux particularités des séries de fonte. L'étude de la variabilité climatique est facilitée par l'utilisation des EOFs (e.g. Empirical Orthogonal Functions). Cette analyse consiste à étudier l'évolution temporelle d'une variable donnée (géopotentiel, pression au niveau de la mer, vitesse du vent zonal...) sur une période finie et dans un domaine spatial déterminé (par exemple, tout l'Hémisphère Sud, ou pour l'Antarctique, tout ce qui est au sud de la latitude 60°S), et de calculer les modes propres (ceux de la matrice de covariance des séries temporelles). Les modes propres ont la particularité d'être totalement indépendants les uns des autres, c'est-à-dire que l'évolution temporelle de la variable étu-

diée pour un des modes, et en n'importe quel endroit du domaine étudié, est orthogonale (non corrélée) à l'évolution temporelle de cette même variable pour n'importe quel autre mode. En revanche, pour un mode particulier, la corrélation temporelle entre deux points quelconques est : soit nulle (amplitude du signal nulle), soit égale à -1 ou +1. Afin de visualiser les résultats de cette analyse, les modes propres peuvent être représentés par une carte sur laquelle on reporte l'amplitude relative de l'évolution temporelle entre les différents points du domaine étudié. On peut aussi visualiser l'évolution temporelle de chacun des points du domaine étudié. Chaque mode explique une certaine fraction de la variabilité totale et la somme de tous les modes pondérés par ce pourcentage d'explication redonne le champ à 4 dimensions initiales. Une fois chaque mode calculé, on peut tenter de chercher quel(s) phénomène(s) climatique(s) est(sont) lié(s) à ce dernier, par exemple en corrélant une des séries temporelles du mode avec un indice climatique (par exemple ENSO). Si la corrélation est significative et que le coefficient de corrélation est proche de 1 en valeur absolue, alors on peut associer le mode en question au phénomène climatique (sans pour autant en déduire de relation de cause à effet). Certaines études en EOF filtrent d'abord les séries temporelles étudiées pour enlever, par exemple, la variabilité annuelle, ou dissocier la variabilité basse fréquence de la variabilité haute fréquence.

7.1.1 Mode des Hautes Latitudes (HLM) ou Oscillation Antarctique (AO)

Le mode polaire principal, pour la région située au sud du 60^{ème} parallèle Sud, explique environ 20% de la variabilité du climat des zones polaires, et est appelé High Latitude Mode (HLM) par *Kidson* (1999) et mode annulaire ou Antarctic Oscillation (AO) par *Gong and Wang* (1999). *Kidson* (1999) a analysé, en EOF, les fonctions de vent du géopotentiel à 300 hPa entre janvier 1958 et juin 1997 (40 ans), réanalyses du National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR). Le mode présente une forte symétrie zonale, que ce soit pour les pressions ou les vents zonaux (figure 7.1). *Gong and Wang* (1999) ont appliqué l'analyse en EOF aux pressions au niveau de la mer (en utilisant les mêmes réanalyses que l'auteur précédent); le mode principal explique, en moyenne sur les 12 mois de l'année, 22.5% de la variance; il est maximum en été (33%), au mois de décembre. Ce mode est schématiquement constitué par deux systèmes de pression concentriques au pôle Sud, dont l'un est un anneau situé dans la bande de latitude 40°-50°S et l'autre un noyau sur la région antarctique. Les auteurs en ont profité pour définir un indice, nommé AOI (pour Antarctic Oscillation Index), calculé en faisant la différence des pressions au niveau de la mer normalisées entre les latitudes 40°S et 65°S. Comme la corrélation des pressions au niveau de la mer entre les latitudes 40°S et 65°S est négative, une alternance de hautes et basses pressions entre ces deux systèmes induit des mouvements de masses d'air à grandes échelles entre les moyennes et les hautes latitudes : c'est-à-dire que si les pressions sont hautes à 40°S, elles seront faibles

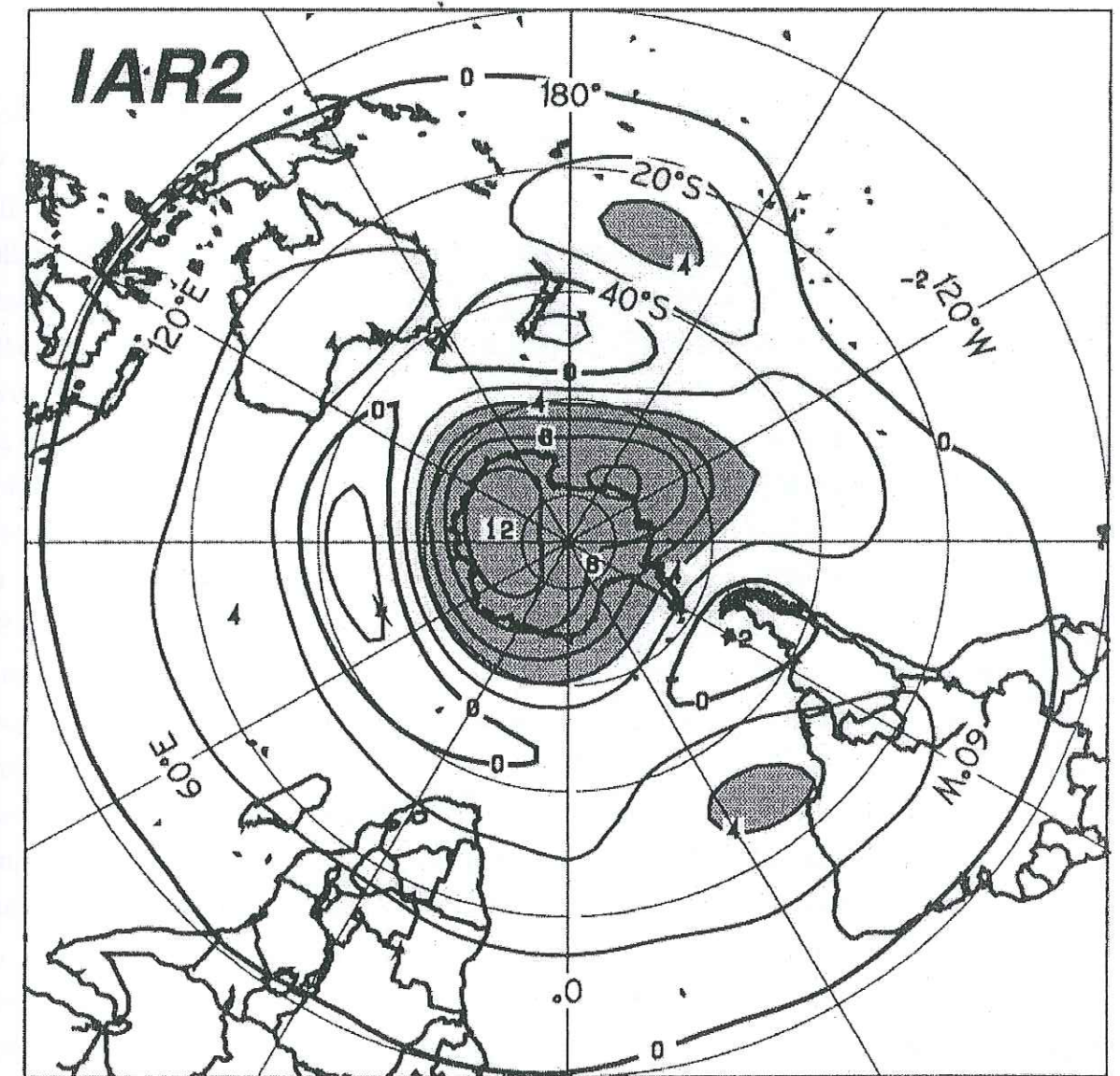


FIG. 7.1 – EOF "tournée" (varimax) reliée à l'Oscillation Antarctique. Unité $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$. Isolignes, apparemment, toutes les 4 unités. Zones grisées au-delà de 4 unités, en valeur absolue. L'analyse en EOF est effectuée à partir de la fonction de courant de vent à 300-hPa et sur l'ensemble de l'Hémisphère Sud. Figure issue de l'article de *Kidson* (1999).

dans la bande 60-70°S, et vice-versa. Ce mode comporte un noeud à 55°S, comme une onde stationnaire. D'après les auteurs, ce mode pourrait avoir une période de 4 ans. Peu d'études relient ce mode à des variables climatiques antarctiques. Cependant, ce mode contient ce qui est appelé l'Oscillation Semi-Annuel (SAO) et dont nous parlerons section 7.1.3.

7.1.2 Oscillation Sud El Niño (ENSO)

Le zones polaires paraissent également significativement liées à un mode tropical, nommé ENSO (El Niño Southern Oscillation). Le phénomène ENSO fait référence au va-et-vient des anomalies de pressions de surface entre la région de l'Océan Indo-Australien et celle du Pacifique tropical du sud-est sur des périodes saisonnières ou inter-annuelles. L'indice SOI caractérise le phénomène ENSO et se calcule comme suit : on retranche les pressions normalisées (Mean Sea Level pressure) de Darwin (12.4°S, 130.9°E) à celles de Tahiti (17.6°S, 149.6°W). Il existe de nombreuses variantes de calculs à ces indices, mais tous corrént fortement et l'utilisation de l'un ou l'autre sera sans conséquence sur les résultats. *Kidson* (1999) trouve un mélange du mode HLM et de ce mode tropical dans les EOFs 2 et 3 de son analyse inter-annuelle (il a corrélé l'indice nommé SOI avec les séries temporelles des deux modes et a trouvé une corrélation significative mais un coefficient de corrélation relativement faible qui laisse présager que le phénomène ENSO seul ne peut pas expliquer l'intégralité de la variabilité des modes). C'est en effectuant une rotation des EOFs que l'auteur arrive à séparer clairement les deux modes : le mode HLM, à symétrie zonale (figure 7.1), et le mode tropical ENSO qui offre une asymétrie zonale claire (figure 7.2), avec une concentration des amplitudes non nulles dans le secteur compris entre l'équateur et le pôle et entre les longitudes 150°E et 270°E. Partout ailleurs, l'amplitude du signal est nulle. Ce domaine de forte oscillation est situé exactement dans la zone pacifique tropicale et dans la partie de l'Océan Polaire située entre la mer de Ross et la mer de Bellingshausen (Antarctique de l'Ouest). L'EOF montre que la bande tropicale (0°S-20°S) et la bande polaire (40°S-80°S) sont en phase et que ces deux zones sont en opposition de phase avec la bande centrale située entre 20°S et 40°S (toutes ces bandes sont comprises entre les longitudes 150°E et 270°E).

C. Genthon (*Genthon and Sacchettini* (2002)) retrouve les deux premiers modes (HLM ou Oscillation Antarctique et ENSO ou Oscillation Sud) en se limitant à la région antarctique (au sud du 60°S). Pour la région antarctique, ces modes (HLM et ENSO) ne sont pas mélangés comme lorsque la fonction de courant est utilisée (*Kidson* (1999)) ; ils expliquent, à eux seuls, 74.5% de la variabilité antarctique, ce qui leur confère un rôle primordial dans le climat austral. Les figures 7.3 et 7.4, issues de son article en préparation, montrent les 3 premières EOFs trouvées avec le géopotentiel à 500 hPa (données NCEP entre 1959 et 1999) : cartes spatiales et séries temporelles associées ainsi que la comparaison des séries temporelles avec les indices AOI et SOI.

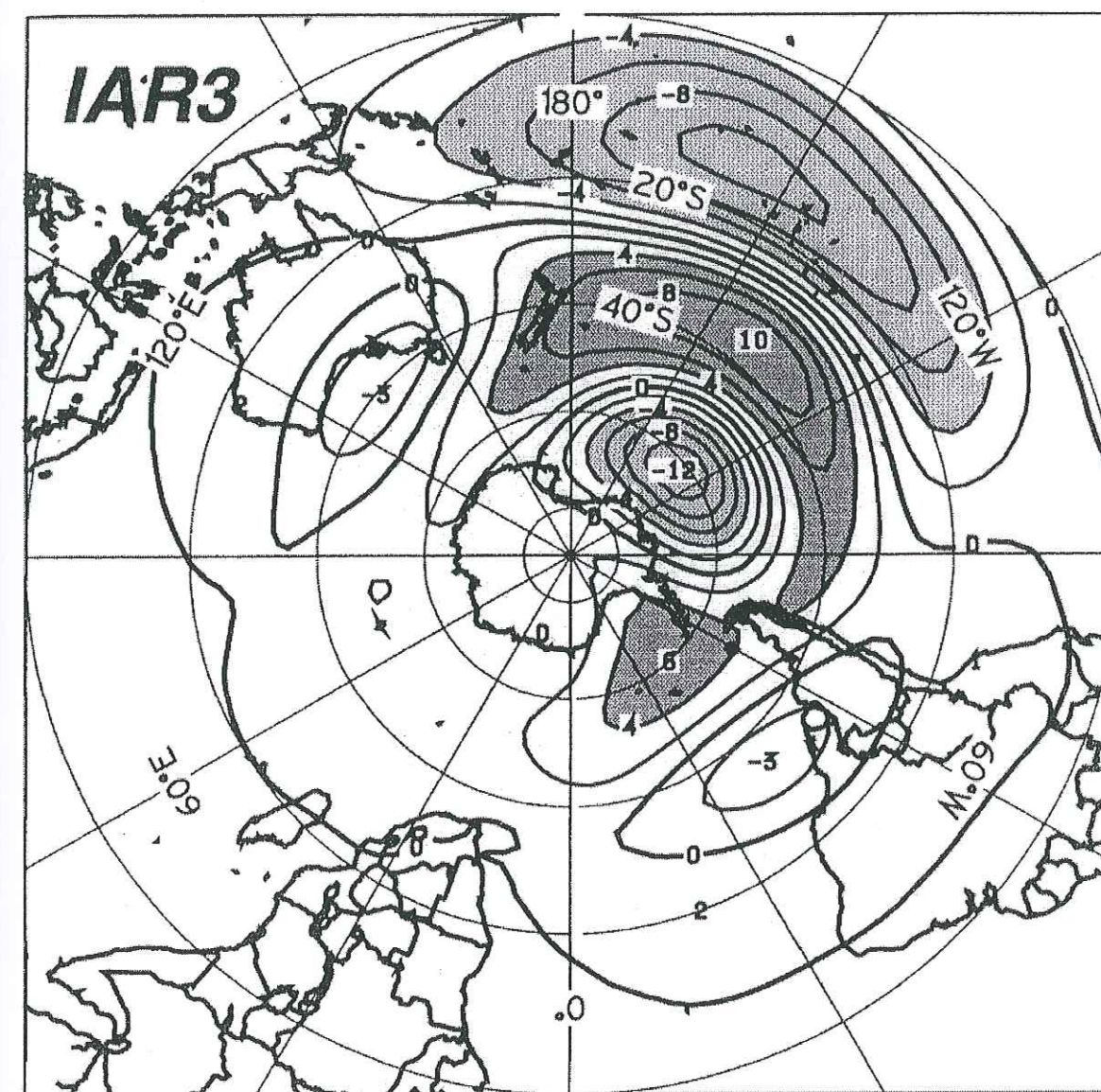


FIG. 7.2 – EOF "tournee" (varimax) reliée à ENSO (*Kidson* (1999)). Unité $10^6 m^2/s$. Isolignes, apparemment, toutes les 4 unités. Zones grisées au-delà de 4 unités, en valeur absolue. L'analyse en EOF est effectuée à partir de la fonction de courant de vent à 300-hPa et sur l'ensemble de l'Hémisphère Sud. Figure issue de l'article de *Kidson* (1999).

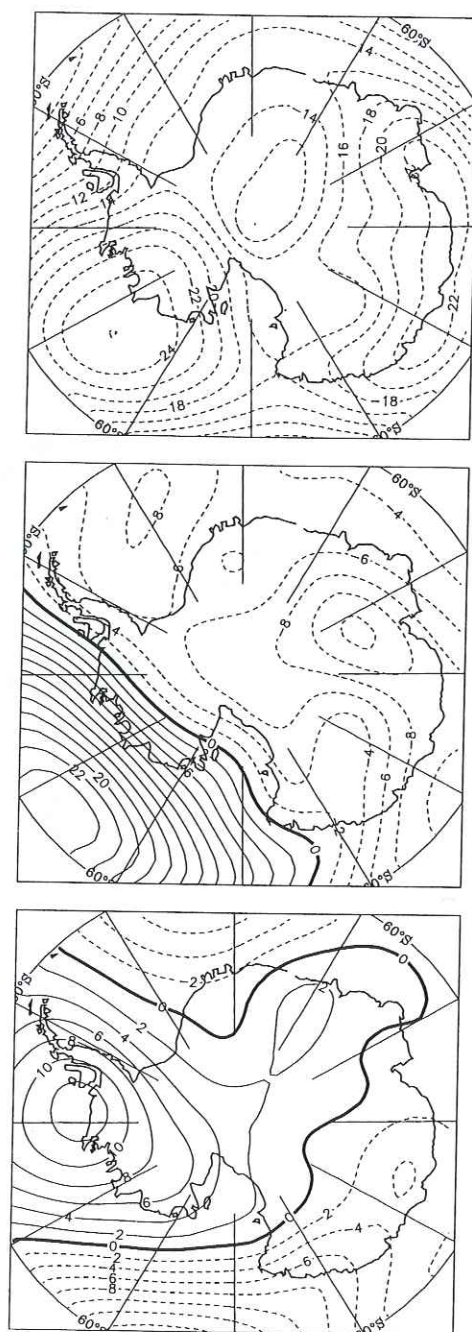


FIG. 7.3 – Les 3 premières EOFs (dans l'ordre croissant du haut vers le bas) calculées à partir du géopotiel à 500 hPa et sur la région Antarctique (au sud de 60°S). Les données (NCEP) couvrent la période 1959-1999. Le pourcentage de la variabilité totale expliquée par l'EOF est respectivement, de haut en bas, de 56.9%, 17.6% et 6.7%. Les séries temporelles correspondantes sont tracées dans la figure 7.4. Contours tous les 2*9.81 mètres, pointillés pour les valeurs négatives. Figures fournies par C. Genthon (*Genthon and Sacchettini (2002)*).

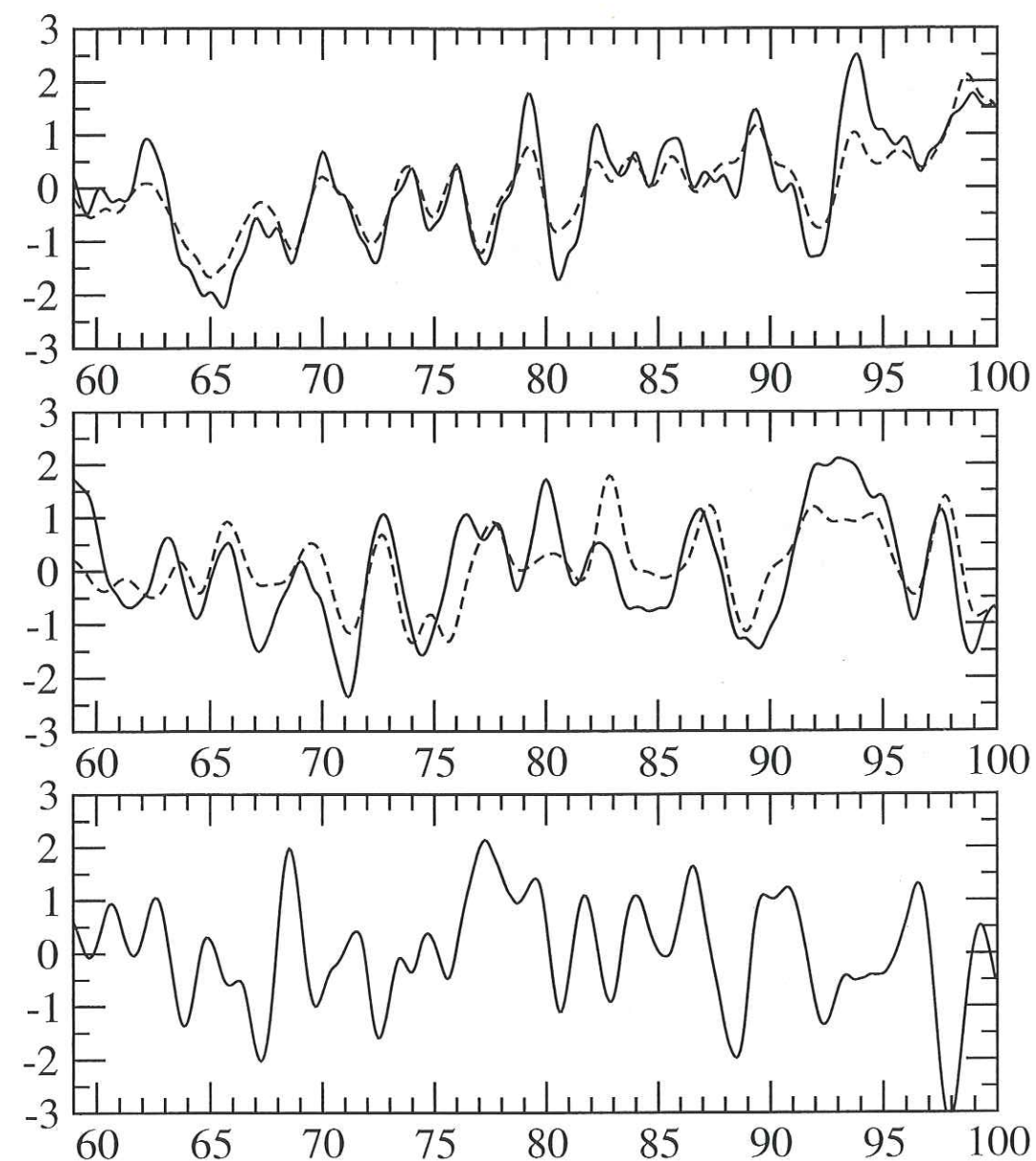


FIG. 7.4 – Les séries temporelles associées aux EOFs de la figure 7.3. Les pointillés superposés représentent (en haut, pour l'EOF1) l'indice AOI et (au milieu, pour l'EOF2) l'indice SOI. L'amplitude de l'indice SOI est divisée par -10. L'année 100 correspond à janvier 2000. Figures fournies par C. Genthon (*Genthon and Sacchettini (2002)*).

Il peut sembler paradoxal qu'un mode tropical ait tant d'influence sur le climat de l'Antarctique. Ce signal doit être transporté des zones tropicales (Pacifique) vers le Sud et on peut se demander quel rôle jouent l'océan et l'atmosphère. *Cullather and Bromwich* (1996) font référence à quelques travaux qui tentent d'expliquer cette téléconnection. Ainsi les travaux les plus récents montrent qu'il existe une forte corrélation entre l'indice SOI et la variabilité du double jet atmosphérique d'altitude du Pacifique Sud (vents zonaux au géopotentiel 300-hPa : jet subtropical à 30°S et jet polaire à 60°S). Lorsque l'indice SOI est positif (phénomène La Niña) ou nul (phénomène normal), la moyenne annuelle du jet stream polaire (polar front jet) forçit et celle du jet stream subtropical faiblit. Lorsque l'indice SOI est négatif (phénomène El Niño), l'inverse se produit, c'est le jet subtropical qui forçit. Mais la nature et le rôle de ce double jet stream ne sont pas encore bien compris. *Peterson and White* (1998) s'intéressent au rôle de l'Océan Pacifique Sud (couplé à l'atmosphère) dans le transport du signal ENSO vers les autres océans du globe via le Courant Circumpolaire Antarctique. Dans le Pacifique, les cellules de Hadley régionales permettent au signal ENSO de se propager entre l'équateur et la zone subtropicale (*Rasmusson and Mo* (1993)). Dans l'Hémisphère Sud, la limite sud de ces cellules (20°-30°S) initie des trains d'ondes planétaires quasi-stationnaires. Ces ondes transmettent le signal ENSO des basses latitudes de l'Océan Pacifique vers les moyennes et hautes latitudes en quelques jours ou semaines (*Li* (2000)). Ce phénomène a été dénommé "téléconnections atmosphériques" par *Bjerknes* (1969). Dès les années 1920, *Walker* (1923, 1924) suggère que l'Oscillation Sud (Southern Oscillation) pourrait trouver son origine en Antarctique. Dans les années 1980, certaines études montrent que le SOI serait le résultat de la variabilité de la glace de mer ; la raison invoquée est le lien de la glace de mer avec l'activité cyclonique et les vents de surface (*Yuan and Martinson* (2000)). Mais ce mode de variabilité est présent dans bon nombre d'autres variables climatiques antarctiques : pressions, vents, températures de surface (*Cullather and Bromwich* (1996); *Peterson and White* (1998); *Yuan and Martinson* (2000); *Kwok and Comiso* (2002))...

7.1.3 Oscillation Semi-Annuelle (SAO)

Une autre composante climatique importante pour l'Hémisphère Sud est l'Oscillation Semi-Annuelle (Semi-Annual Oscillation, SAO, *van Loon* (1967); *van den Broeke* (1998a,b, 2000a,b,c,d)). La SAO trouve son origine dans une contraction/expansion de la zone dépressionnaire qui ceinture l'Antarctique (ceinture circumpolaire antarctique des pressions) et a une période de l'ordre de 6 mois, d'où le terme semi-annuel. En réponse à cette oscillation des zones dépressionnaires, les pressions de surface en moyenne et hautes latitudes montrent nettement un cycle de même période (figure 7.5). L'onde de pression qui en découle est maximale vers 45-50°S dans les 3 océans, atteint un minimum à 60°S et à nouveau un maximum près des côtes antarctiques. En réponse aux variations des gradients méridionaux de pressions, les vents zonaux (westerlies) sont 20 à 30% plus forts

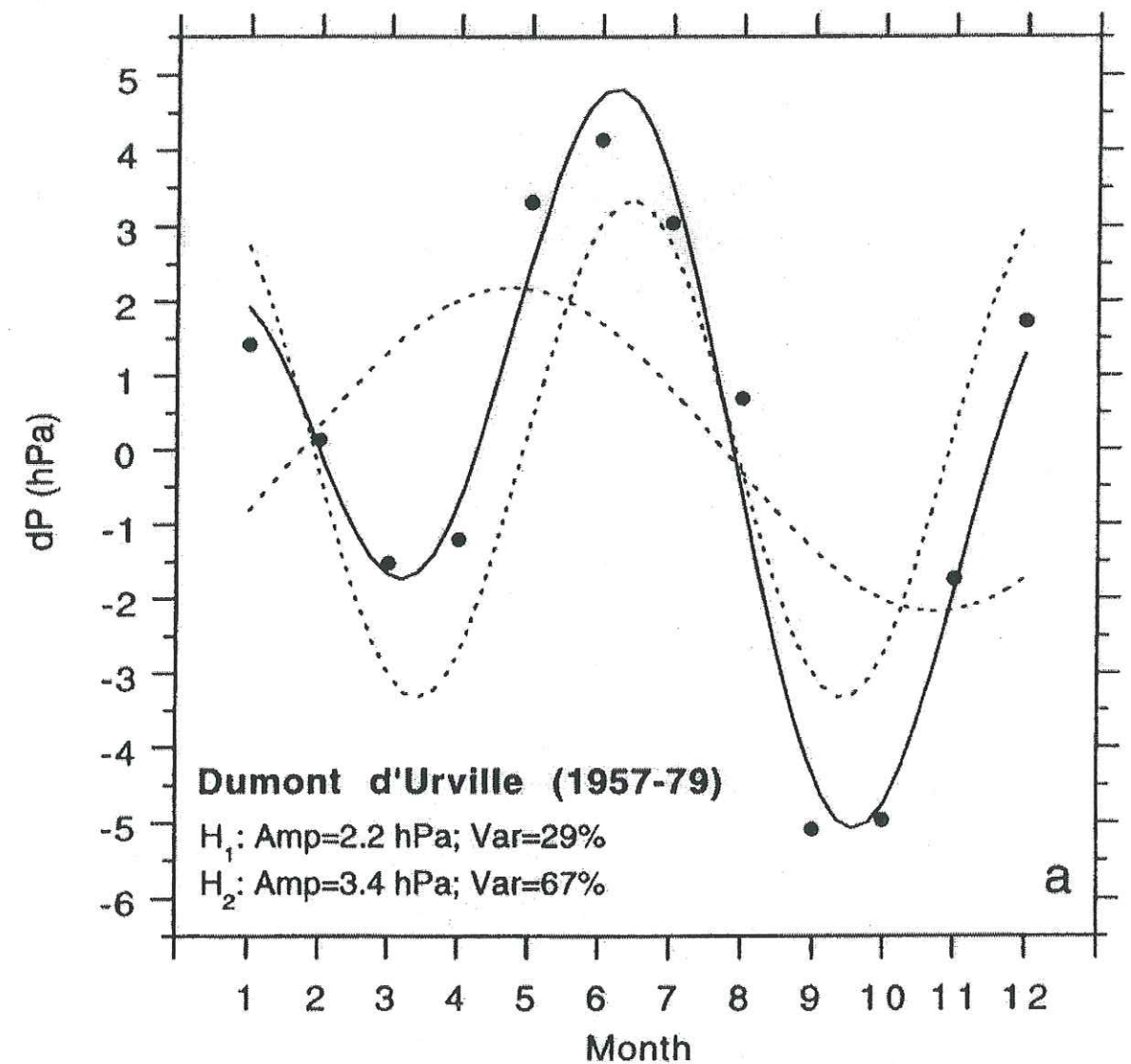


FIG. 7.5 – Cycle annuel (ligne continue) de la pression moyenne mensuelle de surface (points) à Dumont d'Urville (période 1957-79). Fondamental et deuxième harmonique (pointillés). La seconde harmonique explique jusqu'à 70% de la variance totale, ce qui caractérise les zones côtières. Figure issue de l'article de *van den Broeke* (1998a).

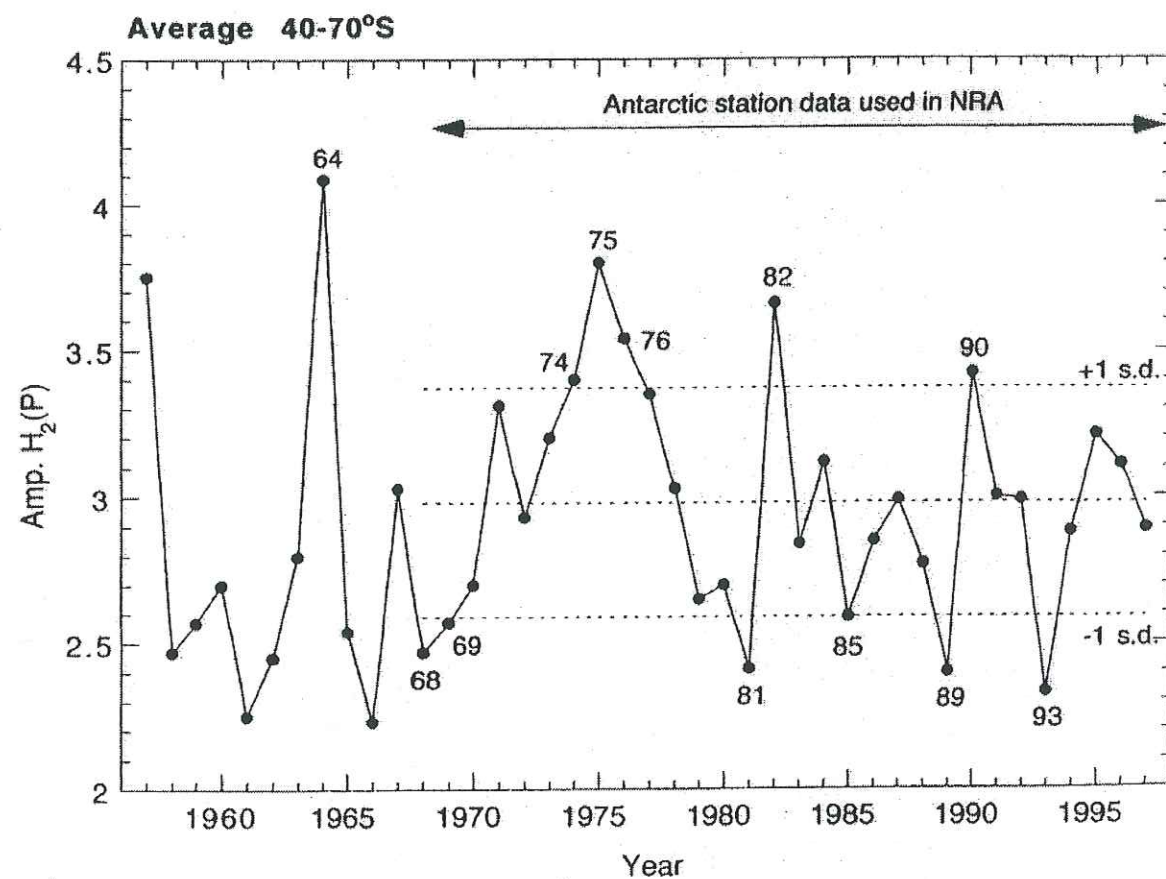


FIG. 7.6 – Variation annuelle de l'amplitude de la SAO (deuxième harmonique du cycle annuel de pression de surface, figure 7.5). Moyenne zonale sur la bande de latitude 40°-70°S. Figure issue de l'article de *van den Broeke* (2000d).

aux équinoxes que pendant l'hiver ou l'été. Conjointement, l'expansion de la ceinture dépressionnaire en automne et au printemps augmente le transport d'air des basses latitudes vers le continent antarctique, ce qui relie directement SAO et températures de surface. La variation mensuelle des pressions en un point de l'Antarctique se décompose en deux harmoniques principales : le fondamental dont la période est de un an et la deuxième harmonique dont la période est de 6 mois. Comme la phase de la première harmonique (période annuelle) est très fluctuante sur une échelle de temps inter-annuelle, le cycle annuel des pressions de surface des hautes latitudes est dominé par la seconde harmonique, que l'on nomme SAO (*van den Broeke* (1998a,b)). C'est donc la variation d'amplitude inter-annuelle du cycle semi-annuel (deuxième harmonique) qu'il faut étudier et comparer à l'évolution des variables climatiques (figure 7.6). *van den Broeke* (2000d) montre que l'amplitude de cette Oscillation Semi-Annuelle s'est affaiblie depuis la moitié des années 1970 et a limité l'échange méridional d'énergie entre certaines régions de l'Antarctique et ses environs, ce qui a affaibli le réchauffement des températures de l'air en Antarctique à certaines stations.

7.1.4 Onde Circumpolaire Antarctique (OCA ou ACW)

Enfin, la variabilité antarctique est fortement marquée par l'Onde Circumpolaire Antarctique (OCA, ou Antarctic Circumpolar Waves, ACW) qui tourne autour du continent vers l'est et qui se manifeste aussi bien dans les océans que dans l'atmosphère. Le continent antarctique est caractérisé par son isolement physique du reste des continents, ce qui permet à tous les océans du globe d'être interconnectés via l'Océan Polaire Antarctique. Cet océan est le siège d'un fort courant vers l'est nommé Courant Circumpolaire Antarctique. *White and Peterson* (1996) mettent en évidence la présence d'une onde dans les champs de pression de surface, de vent, de température et d'étendue de glace de mer. La période du phénomène est de 4-5 ans et les anomalies reportées mettent 8 à 10 ans pour faire le tour complet du continent. La variabilité de ce courant circumpolaire serait fortement influencée par le phénomène ENSO (*Cai and Baines* (2001)).

Tous ces modes de variabilité semblent liés entre eux. La présence de glace de mer, d'une part, et du continent antarctique englacé, d'autre part, semble très importante dans la mise en place et l'amplitude des phénomènes. Toutefois, pour le moment, les liens de cause à effet ne sont pas encore assez connus pour pouvoir expliquer précisément tous les mécanismes.

		r	r _{detrended}
Amery	CMS		-0.65
	MMS	-0.71	-0.75
Ross	CMS	-0.64	-0.63
Antarctique	CMS	-0.66	-0.65
	MMS	-0.60	-0.59

TAB. 7.1 – Corrélations statistiquement significatives ($\geq 99\%$) entre la moyenne estivale de l'indice SOI (Southern Oscillation Index, décembre-mars) et les indices de fonte (Cumulative Melting Surface, Maximum Melting Surface et Mean Melt Duration). Deux corrélations ont été calculées : une directe (r) et une après avoir enlevé la tendance des indices ($r_{detrended}$).

7.2 ... et ce qu'il en reste dans les signaux de fonte

7.2.1 L'Oscillation Antarctique (AO) et El Niño (ENSO)

Comme nous venons de le voir, de nombreuses études mettent en avant le rôle de la téléconnection tropicale/hautes latitudes sud (ENSO) sur le climat de l'Antarctique. Il est intéressant d'examiner si la fonte de surface en Antarctique est liée aux principaux modes de variabilité du climat polaire et en particulier à El Niño. L'oscillation à deux ans autour de l'été 1984-85 (section 6.1.1.1) n'est cependant pas une caractéristique de ENSO mais semble plutôt correspondre au mode principal antarctique, le mode annulaire. Une comparaison visuelle de l'indice AOI et des indices de fonte indique qu'il semble y avoir d'autres similitudes entre les séries. Afin de comparer la variabilité de la fonte de surface avec celle de ces modes, nous utilisons les indices AOI et SOI qui peuvent être calculés simplement à partir des champs de pression de l'Hémisphère Sud, comme indiqué dans les sections précédentes. Il suffit maintenant de corrélérer les indices de fonte (Cumulative Melting Surface, Maximum Melting Surface et Mean Melt Duration) des 7 zones (plus la zone Antarctique) avec ces deux indices.

Les tableaux 7.1 et 7.2 répertorient les résultats des corrélations significatives à plus de 99%. Différentes moyennes (annuelles, 11 mois, ..., 1 mois) et différents décalages dans le temps entre les indices de fonte et les indices SOI et AOI ont été essayés. Au final, et pour les deux indices (SOI et AOI), les meilleurs résultats sont obtenus sans décalage et avec une moyenne estivale de ces indices sur 4 mois. Pour le SOI, la moyenne est effectuée sur les mois de décembre à mars. Les corrélations ne sont, cependant, pas très encourageantes : peu de zones et peu d'indices sont concernés à chaque fois, même si les coefficients sont finalement assez élevés (-0.6 à -0.7). Pour l'AOI, la moyenne est effectuée sur les mois d'octobre à janvier. Dans tous les cas, l'indice AOI est anticorrélé aux indices de fonte et explique de 35% (MMS Péninsule) à 70% (CMS Antarctique) de la variance

		r	r _{detrended}
Peninsula	MMS	-0.60	
DML	CMS	-0.61	
	MMD	-0.66	
Amery	CMS	-0.70	
	MMD	-0.68	
Wilkes	CMS	-0.61	
	MMD	-0.73	-0.61
Ross	CMS	-0.68	-0.64
	MMS	-0.77	-0.72
MBL	CMS	-0.69	-0.81
	MMS	-0.63	-0.69
	MMD	-0.67	-0.77
Antarctique	CMS	-0.84	-0.81
	MMS	-0.68	-0.61
	MMD	-0.65	-0.64

TAB. 7.2 – Corrélations statistiquement significatives ($\geq 99\%$) entre la moyenne des 4 mois d'été de l'indice AOI (Antarctic Oscillation Index, octobre-janvier) et les indices de fonte (Cumulative Melting Surface, Maximum Melting Surface et Mean Melt Duration). Deux corrélations ont été calculées : une directe (r) et une après avoir enlevé la tendance des indices ($r_{detrended}$).

des indices de fonte. Toutes les zones sont concernées (la zone de Filchner est concernée pour une moyenne estivale de l'AOI un peu différente qui n'a pas été retenue ici) et les indices de l'ensemble des zones de fonte de l'Antarctique sont bien expliqués par l'AOI.

Toutefois, des tendances significatives sont contenues dans les indices utilisés, ce qui peut biaiser les corrélations. C'est pourquoi nous donnons aussi les résultats des corrélations une fois les indices débarassés de leurs tendances linéaires ($r_{detrended}$). Certaines corrélations ne sont plus significatives et les valeurs des coefficients de corrélation sont un peu plus faibles dans l'ensemble (sauf pour le Marie Byrd Land). Mais elles restent tout de même assez importantes pour que l'AOI explique une bonne partie de la fonte de surface de l'Antarctique.

Il semble donc exister une relation entre la fonte estivale et la distribution des masses d'air entre les moyennes et les hautes latitudes de l'Hémisphère Sud. La corrélation en Péninsule, plus faible que partout ailleurs, suggère que l'Oscillation Antarctique est d'amplitude plus faible aux basses latitudes. Les forts coefficients de corrélation (-0.84 pour le CMS Antarctique) indiquent que les hautes pressions en périphérie de l'Antarctique coïncide avec moins de fonte. Ceci nous amène à penser qu'il faudrait étudier la météorologie des côtes antarctiques (température, bilan d'énergie de surface, couverture nuageuse) associée aux pressions plus hautes que la normale et qui affectent la fonte de surface. Nous sommes relativement surpris que les indices de fonte corrélaient aussi bien avec l'indice AOI, car la littérature sur le climat de l'Antarctique n'y fait, apparemment, jamais référence.

A titre d'information, nous avons corrélé l'amplitude de la SAO (figure 7.6, *van den Broeke* (2000d)) avec l'indice de fonte CMS pour l'ensemble de l'Antarctique. La meilleure corrélation trouvée est de 0.5 pour 16 données (soit une signification statistique assez faible) et nous n'avons pas poussé plus loin l'examen de la relation entre la SAO et la fonte de surface en Antarctique.

7.2.2 L'Onde Circumpolaire Antarctique

Les figures 5.16 et 5.17, qui représentent l'évolution annuelle des indices CMS, MMS et MMD sur les côtes du continent antarctique, nous permettent de voir que ceux-ci varient beaucoup d'une année sur l'autre. Cette variabilité inter-annuelle avait déjà été mise en évidence par *Zwally and Fiegles* (1994) sur les 8 premières années de la série. Avec 20 ans de données, nous pensons pouvoir quantifier l'étude des oscillations inter-annuelles au moyen d'une analyse spectrale des séries d'indices. Il existe des outils statistiques pour extraire des informations à partir d'une répartition temporelle et spatiale de données : l'analyse en composantes principales (ACP), qui permet d'extraire divers modes de variabilité temporelle et les zones de cohérence spatiale, les analyses en EOF (empirical orthogonal functions) qui en résultent, ou les EOF complexes (par exemple *Yuan and Martinson* (2000)) qui permettent de mettre en évidence une évolution temporelle des corrélations (par exemple, propagation d'ondes). Cependant, la fonte étant un phénomène

à seuil, les propriétés statistiques d'un pixel donné ne sont pas très propices au calcul et à l'interprétation traditionnelle des covariances. Nous pourrions, par contre, effectuer une analyse en EOF des 7 zones de fontes (pour chaque indice spatialement et temporellement intégré), mais leur nombre restreint suggère qu'une méthode d'interprétation, plus simple et rapide, est possible. Dans une première approche, une simple analyse spectrale utilisant une méthode adaptée à l'étude de séries temporelles courtes et bruitées, la "multi-tapper method" (MTM, *Thomson* (1982)), est mise en œuvre.

Le logiciel d'analyse spectrale proposé par *Ghil et al.* (in press) nécessite d'avoir des séries régulièrement échantillonnées. Dans notre cas, nous devons donc estimer au mieux les valeurs des deux étés éliminés jusqu'à présent : 1981-82 et 1987-88. Comme la MTM sera appliquée à des séries d'échantillons annuels (indices CMS, MMS et MMD), nous construisons de nouveaux indices annuels, nommés indices *20 ans*, créés à partir des indices issus de la série *complétée* (dont toutes les données manquantes sont simulées par la moyenne des données présentes les autres années). Il se trouve qu'après le 13 janvier de chaque été, toutes les données journalières sont disponibles pour toutes les années, y compris les étés 1981-82 et 1987-88 (tableau 4.3). Le cumul des jours de fonte après cette date donne des indices annuels de fin d'été complets sur 20 ans. Cette série de fin d'été va nous permettre de simuler la variabilité annuelle de la série *20 ans*. Afin de respecter au mieux cette variabilité inter-annuelle, nous avons corrélé les indices annuels issus de la série *complétée* avec les indices annuels calculés à partir des données de fin d'été (18 données). La signification statistique de ces corrélations est toujours supérieure à 99% (test de student pour 18 données et un coefficient de corrélation supérieur à 0.7), sauf pour la durée de fonte (MMD) dans la zone de Filchner (le résultat n'étonne pas puisque la durée de fonte dans cette zone est toujours très faible et la contribution des mois de janvier et février à la fonte est presque nulle ; comme aucune harmonique n'est finalement détectée pour cet indice, aucun problème d'interprétation ne s'est posé). Les relations linéaires dérivées de ces corrélations ont été ensuite utilisées pour calculer les indices annuels des étés 1981-82 et 1987-88 à partir des indices de fin d'été. De cette manière, il a été possible de compléter la série d'indices calculés avec la série *complétée* et de créer la série *20 ans* comportant 20 données (figures 7.7 et 7.8).

Nous avons pu analyser spectralement les trois indices (Cumulative Melting Surface, Maximum Melting Surface et Mean Melt Duration) pour chaque zone de fonte. La MTM fournit les fréquences des harmoniques reconnues et leur signification statistique. Pour chaque harmonique statistiquement significative (pourcentage de confiance supérieur à 90%), nous avons déterminé la période (en années) et la phase (en degrés). Toutefois, c'est le déphasage entre les différentes zones qui nous intéresse afin de voir si un signal de fonte se propage le long des côtes antarctiques.

Les caractéristiques, périodes et phases, des 15 harmoniques trouvées sont reportées dans le tableau 7.3. Les valeurs des périodes que la méthode a permis de mettre en

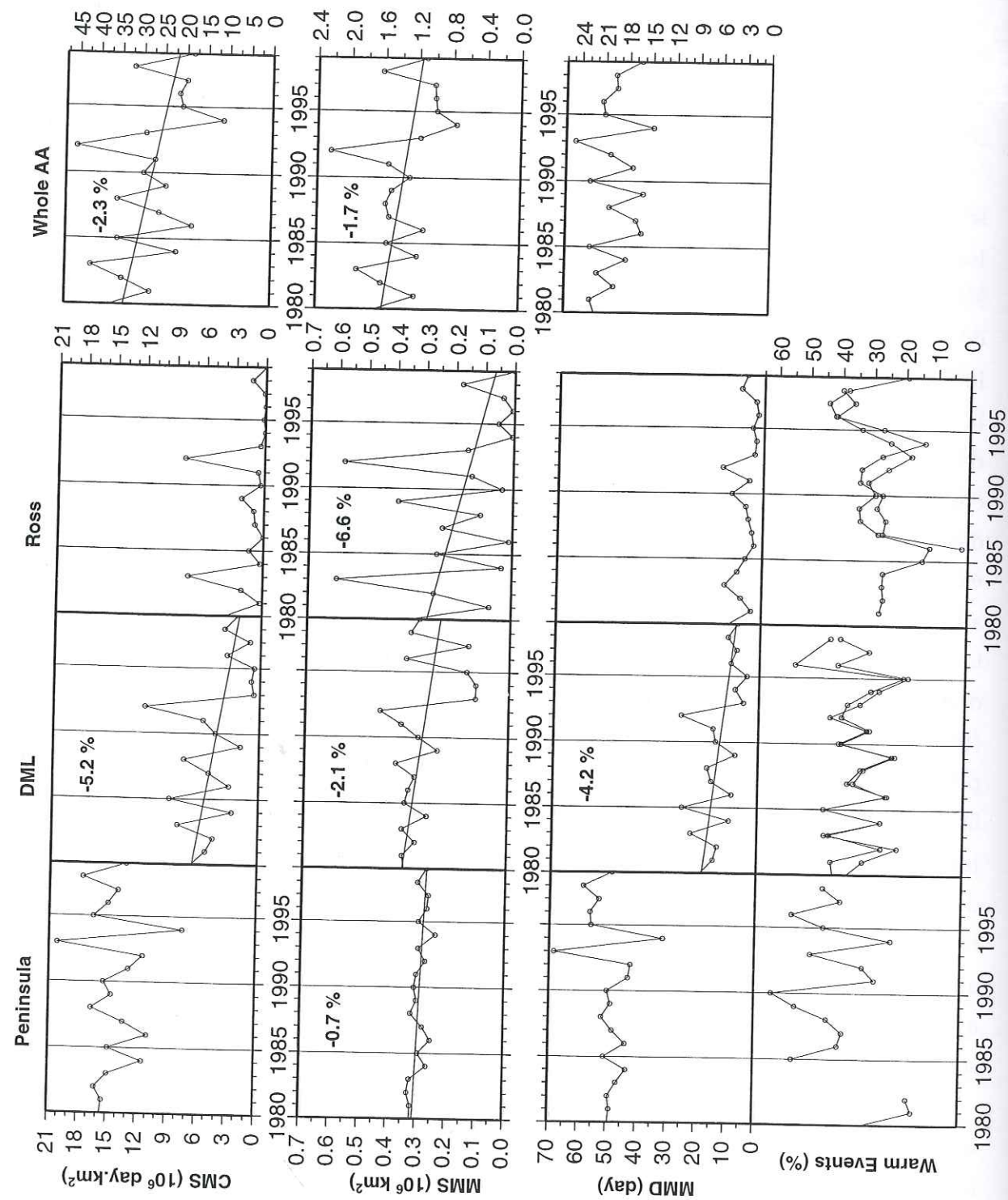


FIG. 7.7 – Cumulative Melting Surface, Maximum Melting Surface et Mean Melt Duration calculés avec la série 20 ans pour 3 zones plus la zone Antarctique .

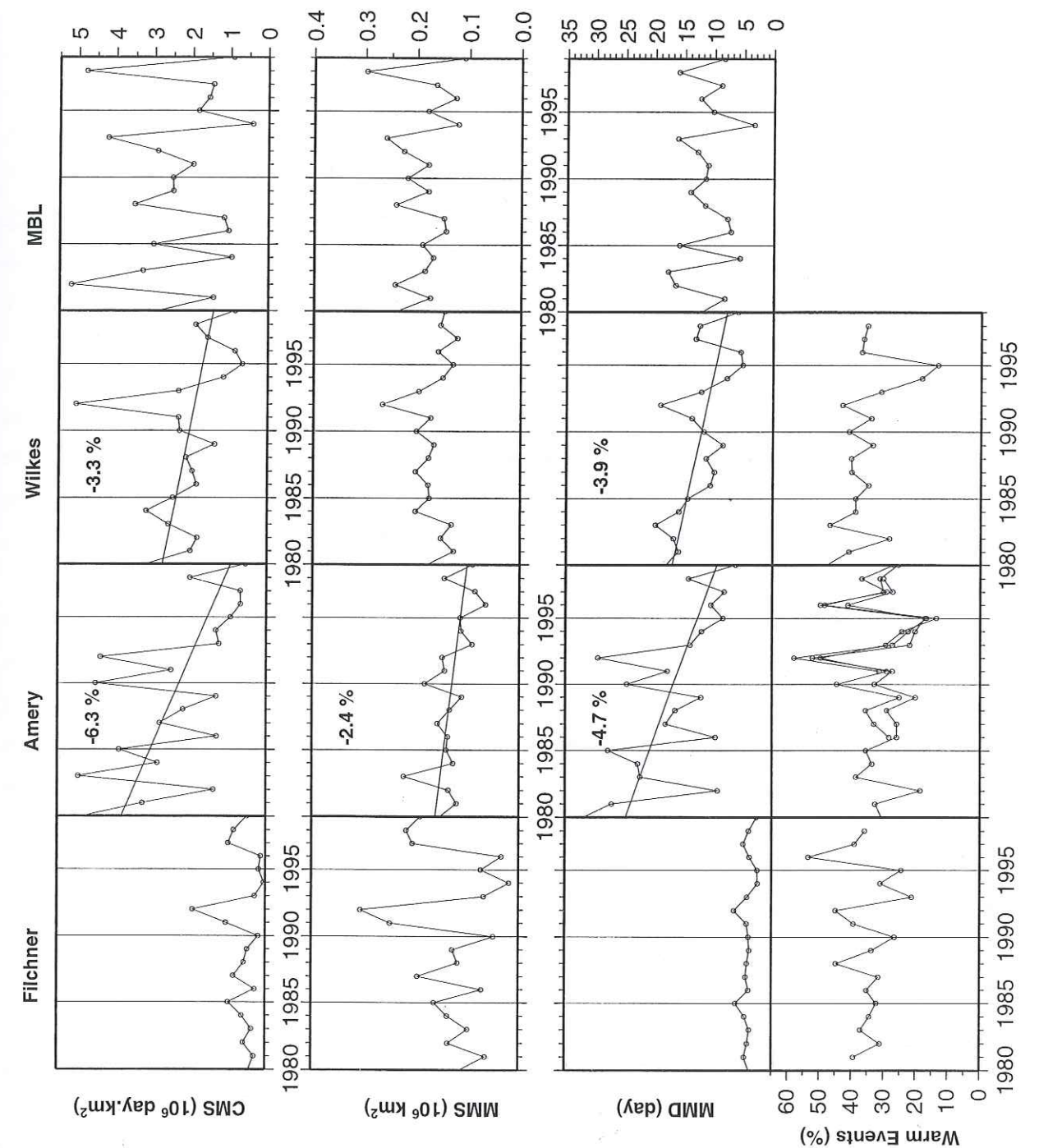


FIG. 7.8 – Cumulative Melting Surface, Maximum Melting Surface et Mean Melt Duration calculés avec la série 20 ans pour 4 zones.

zones	CMS			MMD			MMS		
	période	phase	S	période	phase	S	période	phase	S
Péninsule	2.3	175	90	2.4	133	90			
Filchner				4.2	4	95			
DML	2.1	233	90	2	90	90			
Amery	2.1	207	95	2.1	210	95	3	325	90
Wilkes	4.8	204	90	5.4	19	90	2.3	356	95
Ross									
MBL	2.6	217	90	2.6	334	95	2.6	310	90
Antarctique				2.5	47	90			

TAB. 7.3 – Périodes (années), phases (en degrés) et pourcentage de signification statistique de l'harmonique (S en %) calculés à partir des résultats de la multi-tapper method et pour les indices de la série 20 ans. Les harmoniques sont sous la forme $\text{COS}(2\pi.t/\text{période}+\text{phase})$.

évidence sont majoritairement comprises entre 2 et 3 ans (2 ans étant la valeur minimum que nous puissions trouver pour une période puisqu'elle correspond à la fréquence de Nyquist). Une grande partie des harmoniques trouvées est à la limite du seuil de confiance statistique (90%) qui nous est imposé par la MTM, mais 5 d'entre elles sont, tout de même, significatives à plus de 95% (4.2 ans pour l'indice MMD de Filchner, 2.1 ans pour les indices CMS et MMD d'Amery et 2.3 ans pour l'indice MMS de Wilkes). De nombreuses séries d'indices ne fournissent, néanmoins, aucune harmonique significative; la zone du Ross Ice Shelf ne comporte, elle, aucun signal périodique significatif quelque soit l'indice considéré. En revanche, les trois indices de fonte de la zone Amery contiennent en commun une harmonique très significative, de périodes 2.1 ou 3 ans : en particulier, pour les indices CMS et MMD, les deux harmoniques sont très similaires puisqu'elles ont la même période, pratiquement la même phase, et sont toutes deux statistiquement significatives à plus de 95%. On retrouve d'ailleurs, dans la zone adjacente DML, ces périodes de 2.1 et 2 ans pour les indices de fonte CMS et MMD, ce qui nous laisse penser que ces deux zones subissent des influences climatiques similaires. Les petites périodes (2 à 3 ans) sont cohérentes avec l'étude visuelle et qualitative des figures 5.16 et 5.17. Pour la moyenne sur les côtes antarctiques, seul l'indice MMD possède une harmonique significative et celle-ci a une période de 2.5 ans. Enfin, une période d'environ 4-5 ans semble se dessiner dans quelques zones (4.8 ans pour l'indice CMS et 5.4 ans pour l'indice MMD de Wilkes et 4.2 ans pour l'indice MMD de Filchner).

Une Onde Circumpolaire Antarctique (OCA ou ACW pour Antarctic Circumpolar Wave) a été mise en évidence par *White and Peterson* (1996) à partir de séries temporelles (sur une période de 10 ans comprise entre 1979 et 1994 selon les paramètres) et spatiales de pressions atmosphériques au niveau de la mer, de vents méridionaux, de températures

de surface des océans (SST pour Sea Surface Temperature) et d'étendues de glace de mer (SIE pour Sea Ice Extent). Cette OCA aurait une période d'oscillation d'environ 4 à 5 ans, ce qui nous amène à penser qu'il pourrait exister un rapport entre la variabilité de certains indices de fonte (zones de Wilkes et Filchner) et cette OCA. La majeure partie des indices de fonte a cependant des périodes de valeur moitié (2 à 3 ans). De plus, l'OCA est un phénomène qui se propage autour du continent antarctique et qui devrait donc se manifester au travers des phases reportées dans le tableau 7.3; phases qui évolueraient, alors, à peu près linéairement avec le temps autour du continent. Reprenons alors le binôme DML et Amery dont les périodes sont de l'ordre de 2 ans; l'évolution des phases, de DML vers Amery (vers l'est), n'est pas cohérente pour les deux indices : pour le CMS, la phase passe de 233° à 207° et pour le MMD, la phase passe de 90° à 210°. Aucune conclusion ne s'impose : ni propagation, ni stationnarité. On retrouve de telles incohérences pour les phases d'un même indice (pour une même période) : ainsi, l'évolution des phases de l'indice CMS pour la période de 2 ans semble indiquer une propagation entre la Péninsule et DML (on passe de 175° à 233°), mais les zones suivantes (Amery et MBL) ont toutes des phases similaires à celle d'Amery (207° et 217°); même constat pour l'indice MMS. Les zones de la Péninsule et du Marie Byrd Land ont un comportement un peu particulier : pour l'indice CMS, elles sont quasiment en phase (175° et 217°), mais pour l'indice MMD, elles sont en opposition de phase (133° et 334°, soit une différence de 201°, proche de 180°).

Pour finir, le signal de fonte contenu dans l'indice MMD semble se propager vers l'est entre les trois zones DML, Amery et MBL puisque les phases prennent successivement les valeurs 90, 210 et 334°. Comme la Péninsule et MBL sont en opposition de phase, on peut même supposer que le signal se propage entre ces quatre zones : DML, Amery et le binôme MBL/Péninsule. Les différences de phases entre ces quatre zones ne correspondent, cependant, pas tout à fait à leurs positions autour du continent antarctique. Mais ce phénomène reste très isolé et ne peut pas nous permettre de voir la manifestation d'une OCA dans les signaux de fonte entre 1979 et 1999.

Connolley (in press) écrit que l'OCA serait clairement visible seulement durant la période 1985-94 et que de part et d'autre de cette période aucun signe de précession ne semble significatif. Restreindre notre étude à 9 années ne permet plus de conserver la signification statistique nécessaire, nous n'avons donc pas tenté de vérifier ce résultat avec les données de fonte de surface. Parallèlement à cette étude, nous avons corrélié les indices de fonte de chaque zone entre eux en décalant de quelques années les séries temporelles (jusqu'à 4 ans de décalage) afin de mettre en évidence une éventuelle propagation du signal d'une zone à une autre. Les tableaux de corrélation obtenus ne nous ont pas encouragés à poursuivre dans cette voie. Cette absence de résultat rejoint celle que nous avons mis en évidence avec les indices SOI et AOI (section 7.2.1).

7.2.3 Conclusion

Les analyses effectuées (MTM) ne permettent donc pas de mettre en évidence l'influence de l'Oscillation Circumpolaire Antarctique sur la fonte de surface.

A l'inverse, la fonte de surface en Antarctique semble fortement liée au mode principal de variabilité du climat antarctique (et de l'Hémisphère Sud), nommé Oscillation Antarctique (AO). Le bilan d'énergie de surface est fortement dépendant des conditions de nébulosité et de l'advection de masses d'air chaudes ou froides, sèches ou humides vers les côtes. L'oscillation des pressions caractérisée par l'indice AOI peut être à l'origine d'une modification de l'advection des masses d'air vers les latitudes antarctiques. Il semblerait qu'une hausse des pressions en périphérie du continent antarctique coïnciderait avec moins de fonte estivale, ce qui nous amène à penser que la contribution de l'AO aux variations du climat antarctique mérite plus d'attention.

La fonte de surface semble plus subtilement affectée par le phénomène El Niño (indice SOI). Les coefficients de corrélations sont moins élevés que pour l'indice AOI et les zones affectées sont peu nombreuses (Ross et Amery). Le comportement de la zone moyenne sur l'ensemble des côtes antarctiques est tout de même corrélé à l'indice SOI. Malgré cela, notre résultat suggère que l'Oscillation Sud affecte aussi l'Antarctique de l'Est (zone Amery), résultat aussi suggéré par la figure 7.3 (carte du milieu) avec l'apparition d'un petit pôle sur Amery. Les études menées sur ce sujet (par exemple, *Cullather and Bromwich* (1996); *Bromwich et al.* (2000); *Kwok and Comiso* (2002)) laissent, au contraire, penser que seul l'Antarctique de l'Ouest est lié au phénomène El Niño (Pacifique), via les mers de Bellingshausen, Amundsen et Ross. La fonte de surface semble, cependant elle aussi, influencée par ce "pont" atmosphérique et océanique qui relie le Pacifique et l'Antarctique de l'Ouest (voir figure 7.2). Nos résultats sont sujets à caution et discussion mais montrent que l'étude de la fonte de surface apporte un regard différent sur l'étude du climat antarctique. Nous ne sommes, toutefois et à ce stade, pas en mesure d'émettre d'hypothèses quant aux mécanismes et variables météorologiques qui permettent à ENSO d'affecter le bilan d'énergie de surface.

Chapitre 8

Conclusion sur la fonte de surface

Afin de mesurer le mieux possible la fonte de surface en Antarctique à partir des séries temporelles de température de brillance, nous avons testé la robustesse et la souplesse de l'algorithme utilisé. Pour cela, nous avons comparé ses résultats avec les températures de l'air relevées dans les stations météorologiques situées sur les côtes du continent. Ceci nous a aussi permis de calibrer l'algorithme, faute d'avoir des "vérités terrain" à notre disposition.

Nous avons montré que la variabilité inter-annuelle de la fonte de surface en Antarctique est cohérente sur de vastes régions, ce qui nous a permis de découper les côtes antarctiques en 7 zones distinctes de tailles à peu près équivalentes, évoluant relativement différemment les unes des autres, et au sein desquelles la fonte a un comportement assez homogène. Nous avons mis en évidence une opposition de comportement entre le groupe Péninsule/Marie Byrd Land et les 5 autres zones (Filchner-Ronne, DML, Amery, Wilkes Land et Ross). Malgré cela, on trouve des caractéristiques communes aux 7 zones et la fonte de surface en Antarctique est bien représentée par la moyenne de l'ensemble des zones de fonte du continent (zone Antarctique).

En moyenne, la durée de la période de fonte est de 20 jours, mais la Péninsule détient la plus haute moyenne avec 50 jours de fonte par été (et des maxima à 100 jours) et les deux plate-formes flottantes principales (Filchner-Ronne et Ross) fondent, en moyenne, moins de 10 jours par été.

Comme l'ont montré de nombreuses études (*Raper et al.* (1984); *King* (1994); *Jones* (1995); *Jacobs and Comiso* (1997); *Skvarca et al.* (1998)), la Péninsule antarctique est une région qui subit un réchauffement très important depuis près d'un demi-siècle. La fonte de surface subit la même tendance, puisque notre étude montre que la durée de la période de fonte augmente significativement entre 1980 et 1999 dans cette zone ($1.2 \pm 0.7 \text{ \% an}^{-1}$). Cependant, nous montrons aussi que la fonte de surface, sur le reste des côtes antarctiques (Filchner-Ronne, Dronning Maud Land, Amery, Wilkes Land et Ross Ice Shelf), est en diminution significative au cours de la même période (en moyenne sur l'ensemble des côtes antarctiques la tendance est d'ailleurs toujours significativement négative pour l'indice cumulé CMS (jour.km^2) : $-1.8 \pm 1 \text{ \% an}^{-1}$). Ce résultat est tout à

fait surprenant et en complète opposition avec la connaissance que nous avons du climat antarctique au moment où ce travail de thèse a débuté. Il n'est toutefois pas isolé, et depuis quelques temps, des auteurs (*Cavalieri et al.* (1997); *Comiso* (2000); *Watkins and Simmonds* (2000); *Vaughan et al.* (2001); *Doran et al.* (2002)) parlent de refroidissement en Antarctique depuis les années 1980.

Malgré tout, nous avons cherché à vérifier la cohérence de nos résultats avec d'autres observations et d'autres mesures satellite. L'évolution des indices de fonte est, tout d'abord, en accord avec celle des températures de l'air à la surface mesurées aux différentes stations météorologiques des côtes antarctiques : la variabilité des événements chauds, celle des températures moyennes mensuelles estivales, et enfin, les tendances annuelles de ces températures (*Comiso* (2000)) correspondent bien à l'évolution de la fonte de surface en Antarctique entre 1980 et 1999. Les tendances de la fonte estivale correspondent à celles des températures de peau (températures infra-rouge, *Comiso* (2000)) des mois de juillet des années 1980-1999, et à l'évolution de l'étendue de la glace de mer en moyenne annuelle sur une partie de cette même période (*Cavalieri et al.* (1997); *White and Peterson* (1996)). Enfin, la variabilité de la fonte estivale semble cohérente avec celle des températures de brillance de la basse troposphère (données MSU), représentatives de l'énergie disponible au sol. Toutes ces études semblent cohérentes entre elles, et valident l'histoire de la fonte au cours des 20 dernières années du *XX^{me}* siècle que nous avons déduite des températures de brillance. Malgré l'absence de "vérité terrain", la mesure de la fonte estivale à partir des données micro-ondes revêt un caractère météorologique fiable.

L'étude de la fonte de surface sur les côtes du continent antarctique nous amène, tout naturellement, à nous interroger sur la complexité de la variabilité du climat austral, et plus généralement, du climat de l'Hémisphère Sud. C'est pourquoi nous avons ébauché une étude, dans les séries de fonte de surface, des modes de variabilité connus dans le climat austral. Il apparaît que le mode de variabilité principal, l'Oscillation Antarctique, est fortement lié à la fonte estivale. On détecte sa trace sur toutes les côtes du continent antarctique, et sur le Ross Ice Shelf. Le phénomène El Niño affecte la fonte estivale de manière moins franche, même si l'on retrouve sa trace dans la zone de fonte moyenne du continent antarctique. Le résultat est toutefois intrigant puisqu'ENSO influencerait aussi la fonte en Antarctique de l'Est, alors qu'en règle général, il ne se manifeste qu'en Antarctique de l'Ouest.

Par rapport à la température du sol, de l'air ou à l'étendue de la glace de mer, la fonte de surface apporte une information supplémentaire et, comme nous avons pu le voir, souvent originale sur le comportement spatial et temporel de l'énergie disponible à la surface du continent et des plate-formes flottantes. Ce n'est cependant pas non plus une information directe sur le bilan d'énergie, ce qui ne facilite pas son interprétation et nécessite de la subtilité lors de son utilisation. A titre d'information, un article a été soumis sur ce sujet à *Journal of Climate* (*Torinesi et al.* (submitted 2002)).

L'étude de la fonte de surface ouvre, toutefois, de nombreuses perspectives. Tout d'abord, la série de températures de brillance s'allonge chaque année : plus la série est longue, plus les études statistiques sont fiables et significatives. Toutefois, notre travail a mis en avant la nécessité de disposer de "vérité terrain" afin d'améliorer la calibration de l'algorithme utilisé et la pertinence des résultats. Il semble, par ailleurs, possible d'améliorer la détection des événements de fonte en utilisant, en parallèle, d'autres données satellite. En effet, les données infra-rouge permettraient de connaître la température de surface, et peut-être de déduire, de concert avec les données micro-ondes, le profil de température dans la neige; les radars permettent eux aussi de détecter la fonte car le coefficient de rétrodiffusion, comme l'émissivité, est très sensible au contenu en eau liquide de la neige. Les radars ont l'avantage de ne pas être sensibles à la température de surface et offrent une grande gamme de résolutions et de couverture spatiale : les SAR (Synthetic Aperture Radar) offrent une haute résolution mais une couverture limitée; les diffusiomètres (scatterometer) offrent une moins bonne résolution (quelques dizaines de kilomètres) mais une très bonne couverture spatiale et temporelle. Cependant, l'inconvénient des radars reste leur relative jeunesse par rapport aux radiomètres et donc l'impossibilité, actuellement, d'avoir 20 années de mesures.

Cependant, même sans améliorer le traitement que nous avons fait des températures de brillance, il semble possible d'exploiter beaucoup plus les résultats de la fonte de surface, en effectuant, par exemple, une analyse en composantes principales des séries de fonte de surface (il faut pour cela trouver un moyen de s'affranchir des problèmes statistiques inhérents aux séries de fonte, notamment de leur aspect binaire). Enfin, un vaste sujet que nous avons commencé à aborder au cours de ce travail de thèse mais qui reste non présentable ici, car trop incomplet, est la comparaison des résultats des modèles numériques de climat avec la fonte telle que nous l'avons déduite des températures de brillance. Nous avons, à l'origine de ce sujet de thèse, prévu de comparer directement la fonte estivale mesurée par satellite et la fonte estivale modélisée par le centre européen (réanalyses, European Center for Medium-Range Weather Forecast) et le LMDz. Malheureusement, nous nous sommes rendus compte que la faiblesse de la paramétrisation des bilans d'énergie, nécessaires à la modélisation de la fonte de surface, ne permet pas une comparaison raisonnable avec les mesures. Nous avons examiné la somme de tous les termes du bilan d'énergie, chaque terme individuellement, et les températures à divers niveaux des modèles, mais aucun de ces paramètres ne semble se comporter comme la fonte de surface mesurée. Parallèlement, nous avons étudié les champs de pression au niveau de la mer. Ces données sont beaucoup plus fiables que les bilans d'énergie et comme la fonte semble fortement liée au mode principal de variabilité de la pression, nous nous attendions à isoler des caractéristiques météorologiques communes aux événements de fonte extrêmes et ainsi pouvoir comprendre et même prévoir les événements de fonte. Force est de constater qu'aucun résultat raisonnablement exploitable n'a été obtenu.

Même s'il nous a semblé très intéressant de nous atteler directement aux causes de cet échec (la paramétrisation du bilan énergétique de surface en été en zone polaire), nous avons préféré prendre du recul par rapport à l'étude de la fonte de surface, et nous intéresser à l'amélioration du traitement du bilan d'énergie dans le modèle LMDz de manière plus globale. En effet, le modèle, comme tous les modèles actuels, souffre d'une mauvaise paramétrisation des flux dans la couche limite stable hivernale en zones polaires. Les conséquences de cette mauvaise paramétrisation des flux sont étudiées par de nombreux auteurs (*King and Connolley (1997); Zilitinkevich and Calanca (2000); Cassano and Parish (2001); King et al. (2001)*) et des travaux récents (*Zilitinkevich et al. (2002a); Zilitinkevich et al. (2002b)*) proposent des améliorations. Nous avons ainsi pris la décision de participer à ces études qui visent à améliorer le comportement global des modèles de circulation générale dans les zones polaires. Tout en gardant en mémoire que notre but ultime sera d'améliorer aussi le traitement des flux d'énergie durant la période estivale, pour pouvoir, finalement, modéliser correctement la fonte de surface.

Chapitre II

Breve présentation du Modèle de Circulation Générale de l'Atmosphère

Deuxième partie

Couche Limite Atmosphérique Stable

Chapitre 9

Brève présentation d'un Modèle de Circulation Générale de l'Atmosphère

Comme nous avons pu nous en apercevoir au cours de la première partie consacrée à des mesures satellite, la mesure d'un nombre même restreint de paramètres climatiques à la surface du globe ou dans l'atmosphère nécessite une très lourde infrastructure (stations météorologiques automatiques situées dans des régions difficilement accessibles, mise en orbite de satellites...). Malgré cela, ou à cause de cela, ces mesures ne sont pas facilement exploitables (problèmes de dérives dans le temps, de pannes, puis d'exploitation des données...), ne couvrent pas toujours l'ensemble du globe, et ont une résolution spatiale et temporelle limitée. Enfin, un grand nombre des mesures que nous aimerions utiliser afin de comprendre le fonctionnement du climat terrestre ne remonte pas assez loin dans le temps. Somme toute, et ce malgré tous les problèmes qui leur sont associés, ces mesures sont évidemment indispensables au travail des scientifiques climatologues puisque, sans elles, ils seraient aveugles et incapables de se faire la moindre idée de la complexité des processus climatiques. Le cheminement scientifique, quasi universel, du modélisateur est le suivant : les mesures lui permettent de se faire une idée des principes qui gouvernent le climat, puis, après les avoir conceptualisés en les mathématisant, il vérifie la validité de ses hypothèses en comparant les résultats de son modèle avec les mesures. La complexité du système climatique (couplage entre l'océan, l'atmosphère, la cryosphère, la biosphère...) nécessitant l'utilisation d'ordinateurs, les modèles numériques de climat ont vu le jour. Par la suite, la fiabilité des modèles augmentant, ceux-ci ont permis de prévoir l'évolution du climat à court ou long terme, mais aussi de remonter dans le temps. Enfin, et pour en revenir aux difficultés rencontrées avec les mesures des variables climatiques, les modèles numériques permettent de simuler les mesures non effectuées aux endroits et aux instants désirés. On se rend compte, alors, que mesures et modélisation deviennent deux outils indissociables d'une même machine à comprendre le climat terrestre.

Dans cette partie, nous allons utiliser le modèle numérique de climat du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD). Ce modèle a été récemment amélioré au Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE), afin de mieux tenir compte

des spécificités des zones polaires (*Krinner* (1997)). Malgré tout, la paramétrisation de la couche limite atmosphérique (CLA) stable mérite plus d'attention. Ce modèle est du type MCGA (Modèle de Circulation Générale de l'Atmosphère), qui, comme son nom l'indique, modélise l'atmosphère et tient compte des autres composantes du climat (océan, calottes...) à travers les conditions aux limites qui lui sont imposées. C'est un modèle qui se veut le plus complet possible, dans la limite des ressources informatiques disponibles et de la connaissance des processus et de leur traitement. On peut noter qu'un tel modèle est tout à fait similaire, tant dans son fonctionnement que dans sa complexité, aux modèles utilisés par les prévisionnistes météorologues. Seule leur utilisation est différente : dans le cas des météorologues, les conditions initiales sont cruciales et la durée des simulations très courte (de l'ordre de quelques jours) ; dans notre cas, les conditions initiales sont peu importantes et les conditions aux limites beaucoup plus, car nous nous intéressons à des résultats moyens sur de l'assez long terme (année ou même parfois milliers d'années).

9.1 Les processus pris en compte

Rayonnement L'énergie solaire incidente sur la terre est la source d'énergie ultime du système climatique terrestre. Les autres sources d'énergie, comme par exemple le flux géothermique, sont négligeables par rapport au flux d'énergie solaire. La terre perd l'énergie reçue du soleil par rayonnement thermique infrarouge émis vers l'espace.

Circulation atmosphérique à grande échelle Le rayonnement solaire chauffe plus les basses latitudes. La circulation atmosphérique à grande échelle, répond au gradient du chauffage solaire et assure la moitié des transports d'énergie de ces latitudes vers les pôles, l'autre étant assuré par les océans.

Processus de surface et couche limite atmosphérique (CLA) La plus grande partie du rayonnement solaire n'est pas interceptée par l'atmosphère, mais par la surface de la terre. La surface peut ensuite transmettre cette énergie à l'atmosphère par des flux de chaleur sensible et latente et par son rayonnement infrarouge, en grande partie intercepté par l'atmosphère. Un autre effet important est le frottement de l'air au sol. Les échanges de quantité de mouvement à la surface de la terre influencent, évidemment, la force des vents de surface et, plus généralement, le bilan de moment angulaire de l'atmosphère. Les caractéristiques de la surface (albédo, couverture végétale, rugosité, humidité...) sont ainsi d'une importance primordiale dans le fonctionnement de l'atmosphère.

Convection La convection humide génère des précipitations importantes, et son influence sur la couverture nuageuse est loin d'être négligeable. La couverture nuageuse, en revanche, intervient dans la détermination des flux radiatifs. La convection sèche est généralement aussi prise en compte ; elle influence la distribution verticale de la température atmosphérique.

Condensation à grande échelle Elle génère la plus grande partie des précipitations aux moyennes et hautes latitudes. Comme dans le cas de la convection humide, la couverture nuageuse associée à la condensation à grande échelle détermine en partie le bilan radiatif atmosphérique. La libération de chaleur latente lors de ce processus influence sensiblement le comportement des systèmes météorologiques extratropicaux.

9.2 Les équations primitives

Les MCGA utilisent, pour le calcul des écoulements atmosphériques, un ensemble d'équations de base connu sous le nom d'"équations primitives". Elles sont déduites des équations de conservation plus générales de l'hydrodynamique et de la thermodynamique moyennant quelques simplifications importantes :

Approximation des gaz parfaits Les conditions de température et de pression de l'atmosphère ne s'écartent pas trop des conditions normales dans lesquelles le comportement de l'air peut être approximé par la loi des gaz parfaits.

Approximation hydrostatique En projection sur l'axe vertical, on néglige les accélérations des particules d'air, ce qui permet d'écrire que la somme des forces est nulle, donc que les forces de pression compensent la force de gravité. Cette approximation est permise car dans les écoulements atmosphériques à grande échelle spatiale, l'accélération verticale est négligeable par rapport à l'accélération horizontale. A très haute résolution ($\Delta x < 10$ km), cette approximation n'est pas toujours vérifiée.

Approximation de couche mince Elle revient à négliger les variations relatives de la distance au centre de la terre lors des mouvements atmosphériques verticaux, ce qui est parfaitement justifié compte tenu du rayon de la terre de 6370 km et de l'échelle de hauteur de l'atmosphère de l'ordre de 10 km.

Dans un système de coordonnées isobares, les équations primitives prennent la forme suivante (en coordonnées sphériques, d'autres simplifications deviennent alors possibles) :

Conservation de la quantité de mouvement horizontale $\frac{Dv}{Dt} + 2\Omega \times v + \nabla_p \Phi = D_M$

Conservation de la quantité de mouvement verticale (équilibre hydrostatique)

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} + \alpha = 0$$

Conservation de l'énergie $c_p \frac{DT}{Dt} - \omega \alpha = Q + D_T$

Conservation de l'humidité $\frac{Dq}{Dt} = S + D_q$

Conservation de la masse $\frac{\partial \omega}{\partial p} + \nabla_p v = 0$

Equation d'état des gaz parfaits $p\alpha - RT = 0$

Les variables représentent les grandeurs suivantes : v : vitesse horizontale du vent ; Ω : vitesse angulaire de rotation de la terre ; Φ : géopotentiel ; ∇_p : gradient isobare (gradient selon x , y et z sur une surface isobare) ; D_M , D_T , D_q : dispersion sous-maille de la

quantité de mouvement (y compris frottement visqueux interne), de la température et de l'humidité; c_p : chaleur spécifique à pression constante; T : température; $\omega = \frac{Dp}{Dt}$: vitesse verticale en coordonnées pression en suivant la particule; α : volume spécifique; Q : termes du réchauffement/refroidissement diabatique; q : rapport de mélange de vapeur d'eau; S : termes source/puits de vapeur d'eau; R : constante des gaz pour l'air. Dans la notation donnée ci-dessus, les dérivées temporelles sont évaluées en suivant la particule dans son déplacement; dans un repère fixe par rapport à la surface de la terre, utilisé dans les MGC, ce terme devient : $\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + v_x \frac{\partial}{\partial x} + v_y \frac{\partial}{\partial y} + \omega \frac{\partial}{\partial p}$

Plutôt que la température réelle T , on a souvent recours à la température potentielle θ . C'est la température qu'une particule d'air aurait si elle était ramenée adiabatiquement à une pression de référence (par exemple 100 000 Pa). Il existe une relation directe entre la température réelle T et la température potentielle $\theta = c_p T / p^k$ (c_p est la capacité calorifique de l'air, p le rapport entre la pression de la particule et la pression de référence et $k=0.286$), ce qui permet de l'utiliser sans perte d'information. Le profil de température potentielle permet de visualiser la stabilité locale de l'atmosphère. Si la température potentielle croît avec l'altitude, cette partie de l'atmosphère est stable; si, à l'inverse, la température potentielle est constante ou décroît, cette partie de l'atmosphère est neutre, ou instable.

9.3 Quelques conséquences de l'implémentation numérique

9.3.1 Résolution

Pour permettre le calcul numérique des variables du modèle, diverses méthodes peuvent être utilisées : le LMDz discrétise l'espace (horizontal et vertical) en utilisant les différences finies, méthode la plus intuitive. Les variables dépendantes sont définies sur un ensemble discret de points de grille et ensuite évaluées sur cette grille. Les dérivées sont calculées comme différences de ces variables sur des intervalles de temps et d'espace finis, d'où le nom de cette méthode. On parle ainsi de résolution spatiale puisque la distance, horizontale et verticale, entre deux points de grille est fixée en fonction d'un certain nombre de conditions numériques (dont le coût de calcul). On nomme "maille", l'espace compris entre les 8 points de grille les plus proches.

La grille que nous utiliserons par la suite est caractérisée par les chiffres 96, 72 et 19 (notée 96x72x19). 96 et 72 correspondent au nombre de mailles en longitude et en latitude (96 points en longitude et 73 points en latitude), ce qui correspond à un écart de 3°45' en longitude et 2°30' en latitude, soit environ 280 kms en latitude à la surface de la planète. L'atmosphère est décomposée en 19 couches d'épaisseurs variables séparées par des inter-couches ou interfaces. Il y a, ainsi, 19 couches, et 20 inter-couches dont la première représente le sol. Le tableau 9.1 donne une idée de la hauteur (z) par rapport à la surface

niveaux	hauteur des 19 niveaux (m)	
	moyenne sur tout le globe	moyenne entre 80 et 90°S
1	13	8
2	47	32
3	113	77
4	257	178
5	522	367
6	967	688
7	1643	1170
8	2609	1854
9	3903	2746
10	5533	3847
11	7390	5079
12	9244	6342
13	10803	7496
14	12089	8576
15	13327	9682
16	14813	11022
17	16799	12797
18	20607	15986
19	31333	23742

TAB. 9.1 – Hauteur des 19 niveaux atmosphériques du modèle LMDz en moyenne sur les mois de juillet et août.

des 19 niveaux verticaux. Le premier niveau est partout très bas (13 mètres en moyenne sur l'ensemble du globe), afin de mieux décrire les échanges dans la couche limite. Les niveaux verticaux, sur le continent antarctique, sont globalement encore plus bas que sur le reste du globe.

9.3.2 “Physique” et “Dynamique”

De nombreuses contraintes viennent amoindrir la qualité potentielle des modèles numériques de climat et rendent leurs résultats sujets à discussion. Une source importante de limitation du modèle est la puissance de calcul disponible, limitant la résolution spatiale et nécessitant des simplifications du traitement de certains phénomènes physiques dits, alors, “sous-maille”. Ayant lieu à des échelles spatiales non résolues, ces processus sont paramétrés; ils sont simulés à partir de l'état de l'atmosphère à grande échelle et on s'intéresse à leur contribution statistique à l'évolution temporelle des champs aux échelles spatiales résolues. Tant que la résolution reste typique d'un MCGA (distance entre deux points de grille supérieure à la centaine de kilomètres), la nature des processus physiques paramétrés reste toujours la même; toutefois la façon de les paramétrer peut dépendre de la résolution spatiale.

Classiquement, on sépare le code informatique des MCGA en deux grandes parties, appelées “dynamique” et “physique”.

La “dynamique” comprend la résolution explicite de la circulation atmosphérique. Elle s'occupe aussi du transport, d'un point de grille à l'autre, des variables du modèle. C'est également là qu'intervient la dissipation sous-maille.

La “physique” gère le rayonnement, et prend en compte les processus dynamiques et thermodynamiques non résolus par la “dynamique”: la convection, les changements de phase de l'eau, les processus de surface et la couche limite atmosphérique. Ces processus ont une influence importante sur l'état de l'atmosphère aux échelles résolues de l'ordre de quelques centaines de kilomètres. La “physique” prend en compte essentiellement les interactions verticales entre les boîtes du modèle. Elle ne simule pas d'échanges horizontaux.

9.3.3 Sensibilité des résultats à la résolution

Un problème numérique en hydrodynamique est consistant si, en augmentant la résolution spatiale, le résultat ne change pas de façon sensible. De ce point de vue, l'étude du climat à l'aide de MCGA est un problème inconsistent: de très nombreuses études ont mis en évidence la dépendance des résultats des simulations de climat en fonction de la résolution spatiale variant entre quelques 50 et 800 km (par exemple, *Hasegawa et al.* (1997); *Marshall et al.* (1997)). L'impact de la résolution spatiale sur la physique d'un MCGA est assez difficile à évaluer. Les paramétrisations physiques sont généralement optimisées pour

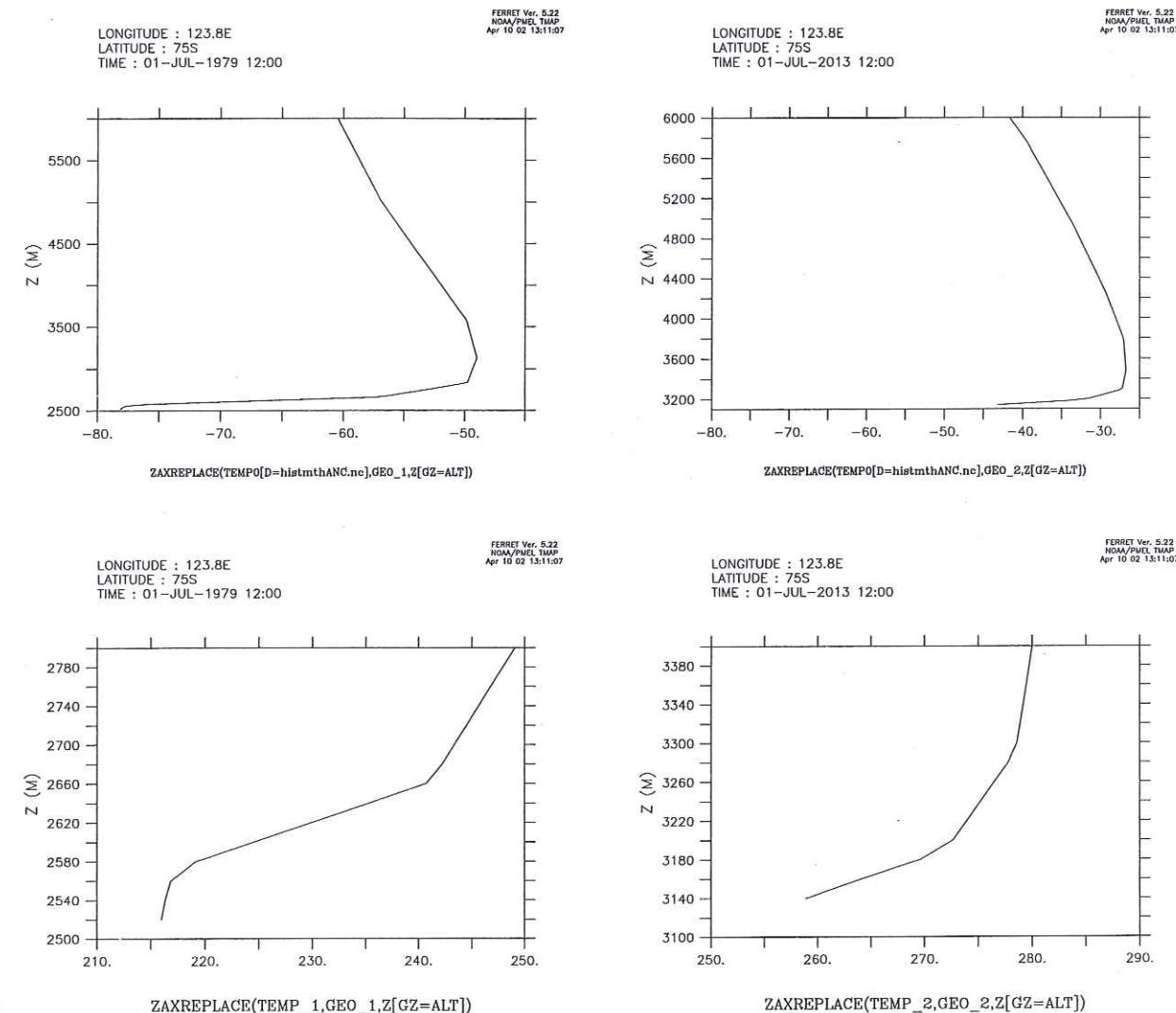


FIG. 9.1 – Comparaison des profils verticaux (altitude en mètre) de température (en haut, °C) et température potentielle (en bas, K) à Dome C (123°E, -74.5°S) entre les grilles de résolution 32x24x19 (à gauche) et 96x72x19 (à droite).

une résolution spatiale particulière. Une augmentation de celle-ci n'entraînera donc pas forcément une amélioration du comportement de toutes les paramétrisations physiques et un re-réglage de certaines paramétrisations physiques peut donc être nécessaire lors d'un changement de résolution du modèle. On peut, à ce titre, citer le rapport *HIREFYCS* (1998)¹ qui s'est attaché à étudier l'impact de la résolution sur les résultats de modèles. Si la ressource informatique disponible augmente, il peut être plus intéressant, dans un premier temps, d'améliorer les paramétrisations plutôt que d'augmenter la résolution d'un modèle.

En utilisant le MCGA LMDz, nous avons remarqué une forte dépendance du profil vertical de température en hiver sur le continent antarctique en fonction de la résolution horizontale choisie. Nous présentons cet artefact de calcul en guise d'exemple de sensibilité

¹http://www.cnrm.meteo.fr/hiretycs/final_report.htm

des modèles à la résolution (section 9.3). La figure 9.1 présente les profils verticaux de température réelle et potentielle, à Dome C (123°E, -74.5°S), au mois de juillet (hiver) pour deux résolutions horizontales différentes. Dans le cas "basse résolution" (32 points en longitude, 24 en latitude et 19 niveaux verticaux), la température potentielle de l'air en hiver (juillet) à Dome C présente, dans les 3 premiers niveaux verticaux, un profil quasiment neutre et ne se stabilise qu'au-dessus. Cet artefact disparaît de lui-même en augmentant la résolution (96 points en longitude, 72 en latitude et 19 niveaux verticaux).

Nous choisissons, dans la suite, d'utiliser la grille moyenne résolution 96x72x19, qui n'est, pour autant, pas idéale en raison du nombre encore faible de niveaux verticaux. Comme nous l'avons fait remarquer précédemment, à temps de calcul égal, il peut être plus intéressant d'améliorer la paramétrisation plutôt que d'augmenter la résolution.

Chapitre 10

Paramétrisation de la couche limite atmosphérique (CLA) stable dans le modèle LMDz

Pour connaître les différents termes du bilan d'énergie de surface, il nous faut savoir calculer correctement les flux d'humidité et d'enthalpie (qui permettent d'accéder aux termes de chaleur latente et de chaleur sensible). Les termes radiatifs nécessitent de connaître l'albédo, la température de la surface, l'humidité et la température de l'atmosphère. Connaissant la capacité calorifique du manteau neigeux, on peut calculer le terme de changement d'énergie interne et, ainsi, déduire le terme d'échange d'énergie par changement d'état du manteau neigeux (fonte, regel...). La paramétrisation des flux n'est pas très bien connue lorsque la CLA est soumise à un régime très convectif ou, au contraire, très stable (*Zilitinkevich and Calanca (2000)*). Pour améliorer le diagnostic du bilan d'énergie, il faut donc améliorer la paramétrisation des flux verticaux. Le perfectionnement de la paramétrisation de la CLA présente un intérêt encore plus général puisque la simulation des flux de quantité de mouvement sera améliorée, ce qui devrait profiter aux vents catabatiques, dont la prise en compte est essentielle pour simuler correctement le climat des calottes polaires.

Au cours de la longue nuit polaire, l'hiver, la CLA de la région Antarctique est caractérisée par sa très grande stabilité. Actuellement, dans le modèle, la paramétrisation développée pour des couches limites nocturnes plus faiblement stables est mal adaptée au traitement de cette particularité polaire. Une tendance générale actuelle est d'essayer d'améliorer le traitement de ces couches limites stables hivernales (*Cassano and Parish (2001)*; *King et al. (2001)*; *King, King and Connolley (1997)*; *Zilitinkevich and Calanca (2000)*; *Zilitinkevich et al. (2002a)*; *Zilitinkevitch et al. (2002b)*). Le volet satellital de ce travail relève des bilans d'énergie de surface en été, mais la littérature que nous avons rassemblée au sujet des flux dans les couches limites polaires nous a peu à peu amené à considérer le problème de la couche limite polaire dans sa globalité, et, particulièrement, le problème hivernal en premier ressort.

10.1 Couche limite atmosphérique (CLA)

L'atmosphère terrestre s'étend sur plusieurs dizaines de kilomètres au-dessus de la surface du globe. On peut distinguer deux parties dans l'atmosphère en fonction de l'évolution de la température avec l'altitude. Globalement, en partant du sol, la température de l'air diminue jusqu'à une dizaine de kilomètres : c'est ce qu'on nomme la troposphère. Au-dessus, dans la stratosphère et au-delà, la température réaugmente. La couche intermédiaire, où se situe le minimum de température, s'appelle la tropopause. La couche limite atmosphérique (CLA) représente la partie basse de la troposphère et son altitude typique est de l'ordre du kilomètre aux latitudes tempérées.

10.1.1 Définition

Stull (1988) donne une définition de ce qu'est la couche limite atmosphérique dans les régions des moyennes latitudes et au-dessus des terres : c'est la partie de la troposphère qui est directement influencée par la présence de la surface de la planète, et qui réagit aux forçages de la surface avec un temps caractéristique inférieur ou égal à l'heure. Les forçages comprennent les frottements, l'évaporation et l'évapo-transpiration, les transferts de chaleur, les émissions de polluants, et la modification de l'écoulement de l'air par la surface. On peut préciser que l'épaisseur de cette couche limite est assez variable dans le temps et l'espace, allant de la centaine de mètres à quelques kilomètres en fonction de la vitesse du vent, de la rugosité des sols, de l'ensoleillement variable suivant les lieux, l'heure de la journée, et de la stabilité. L'auteur donne aussi une définition qui fait appel à l'intensité des flux turbulents (échange d'énergie sur la verticale) : la couche limite est la région dans laquelle les flux varient de moins de 10% de leur intensité maximale avec l'altitude.

Elle est constituée, grossièrement, de trois parties distinctes :

La couche d'Ekman La partie supérieure de la CLA est appelée la couche d'Ekman.

Dans cette région, la structure du vent est influencée à la fois par le frottement de l'air sur la surface terrestre, par la stratification thermique de l'air et par la force de Coriolis. Avec l'altitude, les effets du frottement au sol deviennent négligeables devant l'effet de la force de Coriolis, la direction du vent subit une rotation et atteint à son sommet celle du vent géostrophique, tandis que son intensité reste quasi constante avec l'altitude (couche barotrope).

La couche de surface Cette couche est la partie de la CLA directement en contact avec la surface terrestre. Dans cette région, les effets de la force de Coriolis sont négligeables et la structure du vent est uniquement déterminée par les effets dynamiques engendrés par le sol (la présence d'obstacles ou de discontinuités oblige le vent à modifier sa trajectoire) et par la stratification thermique de l'air. La proximité du sol modifie le profil de vitesse du vent et induit un fort cisaillement ; en outre, la

distribution verticale de température (stratification thermique de l'air) induit des mouvements verticaux de masses d'air chauffées et/ou refroidies à proximité du sol. A l'échelle micrométéorologique cette zone est le siège d'une forte agitation appelée "turbulence". On distingue la turbulence d'origine "mécanique", générée par le cisaillement de vent et par la présence d'obstacles, et la turbulence d'origine "thermique", générée par la distribution de température.

La sous-couche rugueuse C'est la partie inférieure de la couche de surface, située juste au-dessus du sol. L'épaisseur de cette surface varie de quelques dixièmes de millimètres (mer calme ou surface neigeuse non travaillée par le vent) à quelques dizaines de mètres (dans les zones fortement urbanisées). Dans cette zone, qui contient les éléments de rugosité, l'écoulement de l'air est fortement turbulent, non homogène et instationnaire. Puisqu'il est impossible d'en proposer une modélisation universelle, on la caractérise par une rugosité globale, notée z_0 , homogène à une longueur. Cette dernière est fonction de la taille, de la forme, de la densité et de la force de frottement des obstacles qui recouvrent le sol.¹

Dans la couche de surface, la vitesse moyenne du vent diminue à peu près logarithmiquement avec l'altitude lorsqu'on se rapproche de la surface. Cette vitesse s'annule lorsqu'on atteint la sous-couche rugueuse, soit pour $z = z_0$. C'est ce qu'on nomme la couche logarithmique.

La figure 10.1 permet de visualiser une évolution intra-journalière typique de la couche limite aux moyennes latitudes. On met en évidence 3 états principaux de la CLA : la couche convective (journée) de mélange et la couche limite stable (nocturne) surmontée de la couche résiduelle. Durant une journée ensoleillée, la surface est plus chaude que l'air situé au-dessus, ce qui engendre de la convection : la turbulence résultante a tendance à mélanger la chaleur, l'humidité et la quantité de mouvement sur toute la hauteur. Au-dessus de la couche de surface, dans laquelle il y a toujours du cisaillement, les profils verticaux de la température potentielle, de l'humidité et de l'intensité du vent sont donc relativement constants. De plus, même sans convection, on peut former une couche limite assez bien mélangée s'il y a beaucoup de vent. La nuit, une couche stable (non mélangée et peu turbulente) s'installe depuis la surface. L'épaisseur de cette couche augmente avec le temps mais une couche résiduelle, qui garde en mémoire les caractéristiques de la couche convective de la journée, en générale bien mélangée, persiste au-dessus de la couche limite stable nocturne. Le vent peut, sporadiquement, créer de la turbulence et mélanger la couche limite nocturne.

¹cette description est inspirée de la page internet : http://perso.club-internet.fr/c_turb/ventnode3.html, créée par Grégory TURBELIN, Maître de Conférences à l'Université d'Evry Val d'Essonne.

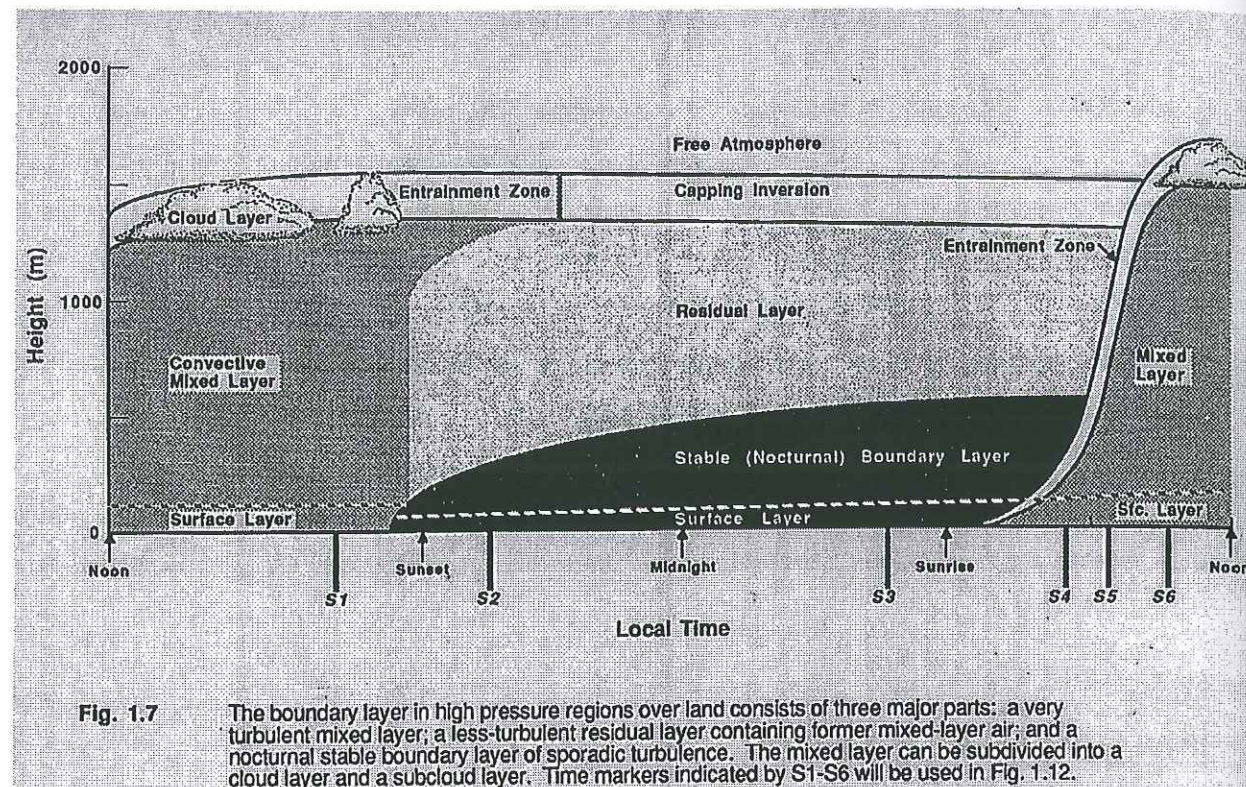


FIG. 10.1 – Schéma de l'évolution de la structure de la couche limite atmosphérique typique dans les moyennes latitudes au cours d'une journée (entre 12h00 et 12h00 locale). D'après Stull (1988).

10.1.2 Profil de température dans une couche limite stable

Une *stratification stable* implique que la température potentielle augmente avec l'altitude car, alors, une particule d'air déplacée dans la verticale aura tendance à revenir à son altitude de départ. La température de l'air, par contre, n'augmente pas forcément avec l'altitude, car le gradient vertical de température sensible est plus faible que celui de la température potentielle. Cependant, si la température augmente avec l'altitude, la stratification est vraiment très stable, et nous avons affaire à cette couche d'inversion; terme qui rappelle que, habituellement, la température de la troposphère diminue avec l'altitude.

Aux moyennes latitudes, la nuit, l'énergie solaire est absente et le fort déficit énergétique de la surface et des basses couches de l'atmosphère (pertes radiatives infra-rouges) favorise l'apparition d'une inversion de température d'intensité moyenne, qui stabilise la couche limite nocturne. Le sol reste plus froid que l'air (au-dessus de quelques mètres) car l'air peut plus facilement se réchauffer que le sol par advection d'air chaud et par turbulence intermittente. Au-delà de l'altitude du maximum de l'inversion, la température décroît, à nouveau, jusqu'à la stratosphère. Une telle inversion stabilise les basses couches et amortit les mouvements turbulents à petite échelle qui donnent lieu à l'essentiel du flux vertical de chaleur sensible et latente dans la couche limite atmosphérique. Par conséquent, l'air relativement chaud ne communique pas efficacement sa chaleur vers

le sol. A l'équilibre, toutefois, la surface et les tout premiers décimètres de l'air ont la même température.

Au-delà du cercle polaire, en hiver, l'absence de soleil nous place dans des conditions de couche limite nocturne particulières : la durée de la nuit polaire permet l'installation d'une très forte inversion thermique, avec une différence de quelques 20°C ou plus entre le maximum de la température de l'air et le sol. La couche résiduelle disparaît totalement et l'inversion de température peut s'installer sur toute la hauteur de la CLA. La stabilité de la CLA polaire est donc plus forte et durable que celle d'une couche limite nocturne. Toutefois, surface et atmosphère échangent assez d'énergie pour que la température de la surface atteigne un équilibre au cours de l'hiver. La température moyenne relevée sur le plateau antarctique en hiver (par exemple, -67°C à Vostok, Comiso (2000)) est le résultat de cet équilibre entre les pertes radiatives du sol et l'apport d'énergie de l'air (en Antarctique, l'advection d'air chaud depuis les plus basses latitudes réchauffe l'atmosphère).

Les paramétrisations des flux turbulents développés pour une couche limite nocturne ne sont ainsi pas forcément applicables pour les conditions polaires. C'est donc une couche limite stable un peu différente de celle décrite par Stull (1988) que nous allons étudier dans cette partie. On peut remarquer, à ce sujet, que la littérature s'est relativement peu intéressée aux zones polaires, ce qui rend ce travail d'autant plus nécessaire.

10.1.3 Vents catabatiques

L'absence de soleil, nous l'avons vu, provoque un refroidissement des masses d'air près du sol (pertes radiatives presque exclusivement). A cause de l'inversion de température, l'air près du sol se refroidit plus vite que l'air situé au-dessus. La masse d'air est donc soumise à une force dirigée vers le bas (flottabilité négative). La calotte présente presque partout une déclivité suffisante pour accélérer ces masses d'air froides, donnant naissance aux vents catabatiques. Stull (1988) indique que des pentes dont le rapport $\Delta z/\Delta x$ est aussi faible que 0.1% peuvent donner des vents d'une intensité de 1 à 2 m/s en situation de couche limite nocturne. En fait, en Antarctique, ces mêmes pentes donnent naissance à des vents catabatiques qui soufflent en moyenne à 10-20 m/s et dont les pointes peuvent atteindre 100 m/s. La formation de ces masses d'air froids et denses entraîne une turbulence locale qui mélange l'air près du sol et crée une couche quasiment neutre. C'est cette couche neutre, bien mélangée, qui descend le long des pentes de la calotte en restant plus froide que l'air qui ne coule pas et plus chaude que la surface.

Le 8 janvier 1911, une expédition australienne dirigée par Douglas Mawson débarque à la limite de la Terre Adélie, dans la baie du Commonwealth. Dix-huit hommes vont hiverner au Cap Denison. Ces hommes viennent de choisir, sans le savoir, le site le plus venteux de la planète, juste à la sortie d'une confluence de vents catabatiques. La moyenne annuelle des vents y est de 80 km/h, alors qu'elle n'est en Europe que de 16 km/h.

10.1.4 Ondes de gravité

En situation stable, écarter verticalement une particule d'air de sa position d'équilibre crée une onde de gravité. En effet, par stabilité, la particule va revenir à sa position d'équilibre, mais, comme un ressort qu'on écarte de sa position de repos, elle va se mettre à osciller autour de cette position d'équilibre jusqu'à ce que son énergie potentielle soit totalement dissipée par viscosité. La fréquence de l'oscillation (la dureté du ressort) est fonction de la stabilité de l'atmosphère : plus l'atmosphère est stable, plus rapide sera le retour vers la position d'équilibre, et plus rapides seront les oscillations ; à l'inverse, dans une atmosphère presque neutre, le retour vers la position d'équilibre se fera plus lentement et l'onde de gravité aura une fréquence faible. La fréquence de Brunt-Väisälä, proportionnelle aux gradients verticaux de température et d'humidité (température virtuelle potentielle), est une mesure de la fréquence des ondes de gravité. Le passage d'un relief est souvent à l'origine de ces ondes de gravité qui prennent, alors, naissance dans la couche limite stable avant de se propager verticalement vers la troposphère libre où elles sont transportées plus loin. En atmosphère stable, ces ondes de gravité contenues dans la troposphère libre constituent un réservoir de turbulence pour la couche limite stable située au-dessous. Ces ondes peuvent, alors, se manifester près de la surface sous forme de turbulence intermittente car elles peuvent transporter verticalement de la turbulence (comme une chaîne verticale de ressorts) ; ce transport est, toutefois, rendu impossible lorsqu'une couche neutre doit être traversée (il n'y a pas de "ressort" dans la couche neutre).

Dans un modèle de circulation générale de l'atmosphère, les ondes de gravité ne sont pas prises en compte par la "dynamique" car leur longueur d'onde est bien plus petite que la distance entre deux points de grille ; il faut alors les paramétrer. Dans LMDz, la présence d'ondes de gravité dans l'atmosphère provoque un ralentissement par frottement de l'intensité des vents mais la propagation verticale de ces ondes vers la surface n'est pas prise en compte.

10.2 Flux turbulents de surface

D'une manière générale, le bilan d'énergie cinétique turbulente s'écrit de la façon suivante : $\frac{\partial E_{cin,turbulente}}{\partial t} = S_m + S_f + S_p - \varepsilon$

Les différents termes source/puits de l'énergie cinétique turbulente $E_{cin,turbulente}$ sont :

- S_m , la production mécanique. A l'intérieur de la couche limite, ce terme représente l'instabilité due au cisaillement vertical du vent. A l'interface sol/atmosphère, ce terme représente classiquement la création de turbulence par les éléments rugueux de la surface.
- S_f , la production ou la perte due à la flottabilité de la masse d'air. Dans une couche limite stable, il s'agit d'un terme puits, car la définition même de la stabilité de la couche limite est qu'une petite masse d'air déplacée verticalement de sa position

d'équilibre a tendance à revenir à cette position.

- S_p , la redistribution horizontale par transport. Ce terme n'est pas pris en compte dans le GCM car on ne sait pas comment la turbulence, diagnostiquée à un point de grille, sera affectée par l'advection vers un autre point de grille.
- ε , la dissipation visqueuse des mouvements turbulents à petite échelle. Ce terme est toujours positif et constitue donc un puits d'énergie cinétique turbulente.

10.2.1 Principe

Depuis les années 1950, on admet que la statistique des flux turbulents et les gradients moyens de la couche limite atmosphérique (CLA) obéissent à la théorie de similarité de Monin-Obukhov (Monin and Obukhov (1954); Monin and Zilitinkevitch (1974))². Cette théorie suppose que la turbulence de la CLA est totalement déterminée par les flux turbulents de la surface (flux de quantité de mouvement, τ_s , et flux de température virtuelle potentielle, F_{θ_s}) et le paramètre de flottabilité, $\beta = g/T$ (où g est l'accélération de la pesanteur et T une valeur de référence de la température absolue). Les profils verticaux dans la CLA dépendent de variables adimensionnelles, telles la hauteur z/L_{MO} , où z est la hauteur et L_{MO} la longueur de Monin-Obukhov : $L_{MO} = -\frac{u_*^3}{\beta F_{\theta_s}}$, et où $u_* = \sqrt{\tau_s}$ est la vitesse de frottement. Cette théorie est, à l'évidence, une théorie locale. En effet, si on ne s'intéresse qu'aux flux de surface, on se rend compte qu'ils sont découplés de la couche limite atmosphérique car leur paramétrisation ne tient pas compte des principales caractéristiques des niveaux verticaux supérieurs. De manière générale dans le traitement de la couche limite atmosphérique, les flux et profils calculés par cette théorie, à une certaine altitude, ne dépendent que des gradients moyens à cette même altitude.

Pour déterminer la stabilité de l'atmosphère, on définit le *nombre de Richardson des flux* : $Ri_f = -\frac{S_f}{S_m}$, rapport entre deux termes source/puits d'énergie cinétique turbulente. Dans une couche limite stable, ce nombre est positif, puisque S_f est négatif (par définition de la stabilité) et que S_m est toujours positif. La turbulence, et donc un flux turbulent de chaleur vers la surface, ne peut exister que si la production mécanique (S_m) est suffisamment grande pour contrebalancer l'amortissement de la turbulence due à la dissipation et à la stratification stable (ε et S_f). Il existe, pour cette raison, un nombre de Richardson critique au-delà duquel la théorie de Monin-Obukhov prévoit la disparition totale de la turbulence (King et al. (2001)). Dans la réalité, il existe de la turbulence intermittente dans les couches limites stables, car l'un des termes source de $E_{cin,turbulente}$ est le cisaillement vertical du vent. Stull (1988) fait allusion à l'apparition de jets dans les couches limites nocturnes, source de cisaillement de vent. Il ajoute que dans une couche de quelques mètres au-dessus du sol apparaissent des vents catabatiques (air froid qui descend par gravité le long d'une pente). Comme la vitesse du vent est toujours nulle à la

²Cette première partie de section est largement inspirée de la description donnée par Zilitinkevich and Calanca (2000).

surface, ce cisaillement devient toujours suffisamment important pour maintenir un flux de quantité de mouvement.

Dans les MCGA, on ne peut pas directement calculer Ri_f puisque ces phénomènes sont sous-maille, donc non résolus par le modèle. On se sert du *nombre de Richardson des gradients* : $Ri_g = \frac{g \delta z \delta \theta_v}{\theta_v (\delta u)^2}$, où θ_v est la température potentielle virtuelle dans la couche de surface, $\delta \theta_v$ la différence de température potentielle virtuelle entre le premier niveau atmosphérique et la surface, δz l'altitude du premier niveau du modèle, et δu la vitesse du vent dans ce niveau. La paramétrisation des flux turbulents, F , tient compte de la valeur de ce nombre. A travers le sol, $F = -\rho \cdot |\vec{V}| \cdot C_d \cdot \Delta x$, où F est le flux à calculer, ρ la densité, $|\vec{V}|$ l'intensité du vent au premier niveau de l'atmosphère (cisaillement), x la quantité à étudier (température, humidité ou vitesse du vent au premier niveau), Δ représente la différence entre le premier niveau et le sol, et C_d le coefficient de frottement (drag coefficient) au sol. $C_d = C_{dn} \cdot f(Ri_g)$, où $C_{dn} = (\frac{\kappa}{\ln \frac{z}{z_0}})^2$ et le coefficient de frottement neutre avec $\kappa \approx 0.35$ (constante de von Kármán), z l'altitude du premier niveau atmosphérique, et z_0 la hauteur de rugosité de surface. $f(Ri_g)$ est une fonction adimensionnelle qui modifie la valeur du coefficient de frottement, C_d , en fonction de l'instabilité de l'atmosphère (Ri_g), afin de tenir compte du fait que la turbulence ne peut pas être traitée comme un simple phénomène de diffusion. Malheureusement, elle est mal connue pour des conditions stables. Dans la paramétrisation actuelle du LMDz, la fonction $f(Ri_g)$ décroît fortement pour des valeurs de Ri_g supérieures à 0.4 (conditions de très forte stabilité). Toutefois, la valeur du nombre de Richardson est représentative de l'état moyen de l'atmosphère au sein d'une maille du modèle; même si l'atmosphère est stable en moyenne, il existe toujours des instabilités locales qui permettent un mélange minimum. Afin d'éviter un découplage entre la couche limite très stable et l'atmosphère libre, la valeur de la fonction de correction est bornée inférieurement pour maintenir un minimum de turbulence. Finalement, le flux ne peut s'annuler que si le cisaillement de vent est nul, car, alors, disparaît avec lui la dernière source locale de turbulence.

A titre d'information, les flux entre les différentes couches atmosphériques sont calculées sur le même principe : $F = -\rho \cdot k \cdot (\frac{\partial x}{\partial z} + \gamma)$, où k est le coefficient d'échange et γ le contre-gradient dont nous parlerons dans la section suivante (10.2.2).

10.2.2 Les modifications nécessaires

King and Connolley (1997) remarquent que le flux turbulent de chaleur sensible du modèle HadUM de l'U.K. Met. Office est surestimé dans les conditions de très forte stabilité. *Cassano and Parish* (2001) comparent 7 paramétrisations des flux de la couche limite atmosphérique stable avec 45 mois de mesures faites à la station météorologique de Halley, en Antarctique (mesures de vitesse de vent, d'amplitude de l'inversion de température et de flux de quantité de mouvement et de chaleur). Les paramétrisations testées sont celles de modèles numériques de climat largement utilisés par les météorologues (par

exemple, CCM2 et 3 du centre NCAR et le modèle du UKMO), et sont très similaires à celle actuellement utilisée dans le LMDz. Elles sont basées sur la théorie de similarité de *Monin and Obukhov* (1954). La confrontation aux mesures montre que les flux sont mal paramétrés pour les conditions de forte stabilité (nombre de Richardson élevé) et que le flux turbulent de chaleur sensible est moins bien simulé que le flux turbulent de quantité de mouvement. Il ressort aussi que la longueur de rugosité associée au flux de chaleur (z_H) est sousestimée.

King et al. (2001) testent trois paramétrisations alternatives à celle utilisée dans le modèle du centre de Hadley (HadAM2) pour la couche limite stable. Les auteurs s'attachent essentiellement à modifier la dépendance de la fonction de correction stable avec le nombre de Richardson (avec ou sans valeur critique du nombre de Richardson). Ces paramétrisations décroissent toutes plus rapidement, avec l'augmentation de la stabilité, que ne le fait la fonction standard. Les auteurs ne discutent pas la qualité des nouvelles paramétrisations mais la sensibilité du modèle à celles-ci.

Les flux sont bien représentés par la théorie de similarité de *Monin and Obukhov* (1954) lorsque la couche limite est presque neutre, mais *Zilitinkevich and Calanca* (2000) font référence à des expérimentations un peu plus anciennes qui montrent que cette paramétrisation trouve ses limites dans les cas de forte instabilité ou de forte stabilité. En effet, lorsque l'atmosphère est très stable, la théorie de Monin-Obukhov prédit la disparition de tous les flux turbulents. Ceci implique que l'atmosphère libre n'est plus influencée par la surface du sol; il se produit un découplage de la couche limite atmosphérique et de l'atmosphère libre, et une dérive incontrôlable des variables climatiques qui caractérisent l'atmosphère, aboutissant, très souvent, à des instabilités numériques. Des considérations moins numériques et plus physiques indiquent également qu'un tel découplage n'est pas acceptable au sein d'un modèle de circulation générale à faible résolution qui calcule l'évolution de paramètres moyennés sur de vastes zones. Il existe, en réalité, toujours des mouvements à petite échelle (turbulence sous-maille non résolue) qui permettent des échanges entre la surface et le reste de la couche limite. Il semble nécessaire de tenir compte de cette microcirculation dans la paramétrisation des flux en atmosphère très stable (*Zilitinkevitch et al.* (2002b)).

Dans les modèles actuels, une partie de cette turbulence minimale en situation stable est prise en compte statistiquement par ce qu'on nomme le contre-gradient (γ). Avec un contre-gradient (flux dirigé vers le haut), les flux ont une valeur non nulle même lorsque les gradients verticaux de température, de vent ou d'humidité sont nuls. Mais la valeur du contre-gradient est fixée a priori, sans mesure de la source de turbulence disponible. Dans LMDz, le contre-gradient ne concerne pas les flux de surface.

Zilitinkevich and Calanca (2000) montrent que la relation entre les flux et les profils verticaux de la couche limite polaire dépend de l'atmosphère libre et de l'histoire de son développement. Il faut insister sur le caractère non local vertical de cette dépendance : il

n'est pas question, ici, d'advection horizontale de turbulence. Il y a une nette différence entre les stratifications stables nocturnes et les stratifications stables des hautes latitudes. Aux moyennes latitudes, la couche résiduelle (entre le jour et la nuit) conserve une stratification presque neutre en mémoire de la couche convective de la journée. Au cours de la nuit, la couche limite stable qui s'est installée sur les restes de la couche résiduelle est isolée de l'atmosphère libre par des restes de stratification neutre, qui empêchent la propagation verticale d'éventuelles ondes de gravité entre les deux couches stables (section 10.1.4). C'est pourquoi la couche limite stable nocturne n'est pas affectée par la stabilité de l'atmosphère libre et obéit bien à la théorie de Monin-Obukhov. En revanche, dans les hautes latitudes, la stabilité demeure nuit et jour et s'installe sur toute la hauteur de la CLA, ce qui facilite ce type d'échanges entre la couche limite et l'atmosphère libre située juste au-dessus (Zilitinkevich et al. (2002a)). Puisque cette partie de l'atmosphère représente l'unique source d'instabilité qu'il est possible d'advecier dans la couche limite, il est nécessaire de pouvoir mesurer quelle quantité de turbulence y est potentiellement disponible. Pour cela, on utilise la fréquence de Brunt-Väisälä. Par rapport aux moyennes latitudes, les valeurs typiques de cette fréquence sont beaucoup plus grandes en zones polaires, ce qui influence d'autant plus la structure verticale et la profondeur de la couche limite.

Les auteurs proposent de modifier la théorie de similarité de Monin and Obukhov (1954) en tenant compte, pour calculer les flux de surface, de la stabilité de l'atmosphère libre via le nombre adimensionnel $S = \frac{N L_{MO}}{u_*}$. Zilitinkevitch et al. (2002b) renomme ce terme *Nombre de Froude inverse* (Fi). N , la fréquence de Brunt-Väisälä au-dessus de la couche limite, caractérise la stabilité de l'atmosphère libre. $N^2 = \beta \partial \theta / \partial z|_{z>h}$, où θ est la température virtuelle potentielle et h la hauteur de la CLA. Fi apparaît naturellement lors de la comparaison de deux échelles fondamentales de la turbulence : la longueur de Monin-Obukhov, L_{MO} , et la longueur d'Ozmidov, $L_O = \varepsilon^{1/2} / N^{3/2}$, où ε est le taux de dissipation de l'énergie turbulente (section 10.2). La longueur de Monin-Obukhov caractérise l'altitude à partir de laquelle la production de turbulence par flottabilité prend le pas sur la production mécanique (cisaillement). La longueur d'Ozmidov, quant à elle, caractérise la taille maximale des tourbillons créés par la turbulence. Les mouvements ayant une longueur caractéristique plus grande que L_O sont dominés par la flottabilité. Au-delà de la couche logarithmique, $\varepsilon \propto u_*^3 / L_{MO}$, ce qui implique que $L_{MO} / L_O = (Fi)^{3/2}$. En règle générale, la longueur de Monin-Obukhov caractérise correctement la turbulence dans une couche limite stable au-dessus de la couche logarithmique. Dans les cas de forte stabilité, le flux de température est quasiment nul, et la longueur de Monin-Obukhov n'est pas utilisable telle quelle. On peut imaginer que dans un tel cas, la turbulence est affectée par l'atmosphère libre dont on mesure la turbulence potentielle via la fréquence de Brunt-Väisälä (Zilitinkevich and Calanca (2000)). Apparaît alors un terme correctif à la théorie de Monin-Obukhov, qui dépend du nombre de Froude inverse (Fi), dans l'expression des

gradients verticaux de température, de vent et d'humidité.

Zilitinkevich et al. (2002a) et Zilitinkevitch et al. (2002b) proposent une nouvelle paramétrisation des flux de surface dans le cas d'une atmosphère stable. La seule différence avec la paramétrisation précédente est la prise en compte de la moyenne de la fréquence de Brunt-Väisälä (N) au-dessus de la couche limite stable, ce qui nécessite l'évaluation de la hauteur de la couche limite. Ensuite, mis à part le calcul de nouveaux paramètres intermédiaires (nombre de Froude inverse externe Fi_0 , A_1 , A_2 , λ_u , λ_h , Ri_1 et Ri_2) définis en section 10.3.3, la nouvelle paramétrisation revient à calculer les fonctions de correction $f(Ri_g)$.

10.3 La routine clmain.F de LMDz

La routine clmain.F (routine principale du traitement de la couche limite) doit subir les plus importantes modifications, puisqu'elle contient le code de la paramétrisation des flux, et en particulier des flux de surface. Cette routine est appelée par la routine Physiq.F. Certaines modifications ont donc été apportées à Physiq.F : ajout de quelques variables (la hauteur de couche limite et deux variables logiques : l'une permet de sélectionner l'ancienne ou la nouvelle paramétrisation des flux de surface et l'autre l'utilisation ou non du contre-gradient) et des instructions permettant la lecture de la valeur attribuée aux variables logiques dans le fichier run.def. On peut noter, d'ailleurs, que la nouvelle paramétrisation des flux de surface ne nous dispense pas d'utiliser le contre-gradient pour les niveaux supérieurs de l'atmosphère.

Nos modifications portent, en fait, uniquement sur la valeur des fonctions de correction ($f(Ri_g)$) en situation stable et à la surface dont le calcul est effectué explicitement lors de l'appel de la sous-routine "coefkz" au début de la routine clmain.F. Cependant, pour calculer un certain paramètre (moyenne de la fréquence de Brunt-Väisälä au-dessus de la couche limite), il nous faut évaluer la hauteur de la CLA. Pour cela, plusieurs solutions sont possibles (nous en avons retenu 2 en tout), et nous avons pris soin de diagnostiquer cette hauteur même dans les cas où la couche limite n'est pas stable, afin de pouvoir facilement représenter les résultats sur l'ensemble de la région antarctique.

10.3.1 Structure avant modification

"coefkz" est la première sous-routine appelée ; elle calcule C_d , les coefficients de frottement au sol, et k , les coefficients d'échange dans l'atmosphère. Pour cela, elle commence par calculer C_{dn} , comme nous l'avons décrit section 10.2.1, et les fonctions de correction ($f(Ri_g)$) relatives à C_d . Pour la quantité de mouvement (variables indicées par un petit u), la fonction de correction est :

$$\frac{1}{1 + \frac{2b Ri_g}{\sqrt{1 + d |Ri_g|}}}$$

où b et d valent 5. Pour la température et l'humidité (variables indicées par un petit T et un petit q), la fonction de correction est un peu différente (comme température et humidité sont traitées de façon similaire, on indice les variables avec un petit h) :

$$\frac{1}{1+3bRi_g\sqrt{1+d|Ri_g|}}.$$

Ensuite, "coefkz" calcule les coefficients d'échanges (k) à tous les niveaux verticaux de l'atmosphère. La routine clmain.F fait ensuite appel à une autre sous-routine, "coefkz2", afin de calculer les coefficients d'échanges (k) d'une autre manière, en introduisant de la diffusion là où l'inversion n'est pas trop forte (convection peu profonde) (ce calcul n'a aucune incidence sur la valeur des coefficients au sol). La valeur maximale entre les deux calculs des coefficients d'échanges est alors choisie.

10.3.2 Structure après modification

Les modifications à effectuer concernent seulement l'évaluation des fonctions de correction relatives au coefficient de frottement en situation stable. C'est donc le début de la sous-routine "coefkz" qu'il faut modifier (la partie concernant les coefficients de surface). Par simplicité, et parce que la nouvelle paramétrisation peut nécessiter que les coefficients soient initialisés (selon la manière d'évaluer la hauteur de la couche limite), nous avons choisi de créer une nouvelle sous-routine dont l'appel s'effectuera avant "coefkz" et que nous nommons "CoefSurf", dans laquelle les coefficients de frottement au sol sont évalués selon l'ancienne paramétrisation décrite précédemment (10.3.1). La nouvelle paramétrisation remplace l'ancienne dans "coefkz". Enfin, une fois que tous les coefficients ont été calculés, on fait appel à une nouvelle sous-routine, nommée "HauteurCLA", qui permet d'évaluer la hauteur de la couche limite quelle que soit la stabilité de la CLA (code déjà présent dans le modèle). C'est un diagnostic supplémentaire qui n'a aucune influence sur le calcul des flux turbulents mais qui s'est révélé nécessaire à la présentation des résultats (cartes...).

L'enchaînement des sous-routines est désormais le suivant :

"CoefSurf" qui calcule les coefficients de frottement au sol selon l'ancienne paramétrisation

"coefkz" qui calcule ces mêmes coefficients selon la nouvelle paramétrisation, puis qui calcule les coefficients d'échanges dans l'atmosphère. Une hauteur de couche limite stable est aussi diagnostiquée.

"coefkz2" qui n'a pas été modifiée

On prend le maximum des coefficients d'échanges dans l'atmosphère.

"HauteurCLA" qui calcule la hauteur de la CLA dans tous les cas (même instables)

Ainsi, quelle que soit la stabilité de l'atmosphère, une hauteur de couche limite a été diagnostiquée.

Lors de l'utilisation du modèle, si l'ancienne paramétrisation est choisie (via la variable logique ad-hoc du fichier run.def), la seule modification du fonctionnement du modèle sera

le diagnostic de la hauteur de la CLA quelle que soit sa stabilité : ce qui n'affecte en rien les résultats. Si la nouvelle paramétrisation est choisie, les modifications ne concernent que les coefficients de surface. Pour cela, l'ancienne paramétrisation est encore utilisée pour initialiser certaines variables (dans "CoefSurf"). Vient ensuite la nouvelle paramétrisation (dans "coefkz"). Une fois les coefficients de surface calculés, ceux des niveaux supérieurs de l'atmosphère sont, à leur tour, évalués (toujours dans "coefkz" puis dans "coefkz2"). Leur valeur est influencée par la nouvelle paramétrisation des flux de surface, et l'ensemble des résultats du modèle est, à son tour, affecté.

10.3.3 Fonctions de correction en situation stable

Comme nous l'avons précisé à la fin de la section 10.3, le calcul des fonctions de correction selon la nouvelle paramétrisation nécessite de connaître la hauteur de la couche limite afin de calculer N , la moyenne de la fréquence de Brunt-Väisälä au-dessus de la CLA. Nous détaillerons cela ultérieurement dans la section 10.3.4. Pour le moment, considérons que nous connaissons la valeur de N .

Pour calculer le coefficient de frottement (C_d), on commence par calculer le coefficient de frottement neutre (C_{dn}) : pour la température et l'humidité, ce coefficient a la même valeur ($C_{dn} = \frac{\kappa \cdot \kappa_h}{(\ln \frac{z}{z_{0h}})^2}$), où $\kappa_h = \kappa_T = \kappa_q$ (constantes de von Kármán de même valeur, 0.42 - la valeur des constantes associées aux divers flux turbulents est encore discutée, Stull (1988)) et $z_{0h} = z_{0T} = z_{0q}$ (longueurs de rugosité associées aux différents flux turbulents) ; le coefficient de frottement neutre associé à la quantité de mouvement n'a pas la même valeur ($C_{dn} = (\frac{\kappa}{\ln \frac{z}{z_{0u}}})^2$). En fait, dans le LMDz, z_{0u} et z_{0h} ont la même valeur.

Il faut maintenant calculer les fonctions de correction ($f(Ri_g)$). Pour cela, on calcule 3 paramètres : $\lambda_u = \ln \frac{z}{z_{0u}}$ et $\lambda_h = \ln \frac{z}{z_{0h}}$, deux paramètres dépendant de la hauteur de rugosité, $Fi_0 = \frac{Nz}{u}$, le nombre de Froude inverse externe où u est la vitesse au premier niveau vertical. Fi_0 est le paramètre par lequel on tient compte de la turbulence disponible au-dessus de la couche limite, via la moyenne N .

On calcule ensuite deux nombres de Richardson critiques :

$$Ri_1 = \frac{\kappa^2 \lambda_h}{\kappa_h C_u \lambda_u},$$

caractérisant les couches limites stables (on ne tient pas compte de la turbulence au-dessus de la couche limite) où $C_u = 2.1$ et

$$Ri_2 = \frac{\kappa^2 C_\theta}{2\kappa_h C_u^2} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4\kappa_h C_u^4 a_\theta \lambda_h Fi_0^3}{\kappa^3 C_\theta^2 \lambda_u}}\right),$$

nombre de Richardson critique non-local qui tient compte de cette turbulence via Fi_0 , et où $C_\theta = 3.2$ et $a_\theta = C_\theta C_{\theta N} / \kappa_h \sim 1.6$ avec $C_{\theta N} = 0.2$. On calcule, maintenant, les fonctions de correction pour la température, l'humidité (même valeur, on la note f_h) et la quantité de mouvement (f_u), dans les deux cas : en ne tenant pas compte de la turbulence au-dessus de la couche limite et en en tenant compte. Pour un nombre de Richardson (Ri_g) plus petit que Ri_1 , la turbulence est bien décrite par la théorie de Monin-Obukhov : on a alors

$$f_u^{1/2} = \frac{1}{1 + \frac{Ri_g}{Ri_1} (1 + \frac{Ri_g}{Ri_1})};$$

dans le cas contraire

$$f_u^{1/2} = \frac{1}{6} + \frac{1}{2} f_{u(Ri_g < Ri_1)}^{1/2};$$

dans tous les cas,

$$f_h = \frac{1}{1 + \frac{C_\theta \lambda_u Ri_g}{C_u \lambda_h Ri_1} (1 + \frac{Ri_g}{Ri_1})}.$$

Pour calculer les fonctions de correction en tenant compte de la turbulence disponible au-dessus de la couche limite, on calcule deux paramètres supplémentaires,

$$A_1 = \frac{\kappa^2 (2C_\theta \lambda_u - C_u \lambda_h) (1 - a_u Fi_0)^2}{\kappa_h C_u^3},$$

où $a_u = C_u C_{uN} / \kappa$ avec $C_{uN} = 0.2$, et

$$A_2 = 1 - \frac{\kappa a_\theta \lambda_h Fi_0^3}{\kappa_h \lambda_u Ri_2^2}.$$

A_1 est borné inférieurement par la valeur 0.05. Finalement,

$$f_u^{1/2} = \frac{1 - a_u Fi_0}{1 + \frac{C_u}{\lambda_u} \frac{A_1 A_2}{Ri_2 - Ri_g}}$$

et

$$f_h = \frac{A_2}{1 + \frac{C_\theta}{\lambda_h} \frac{A_1 A_2}{Ri_2 - Ri_g}}.$$

Pour finir, on calcule une fonction de pondération $\Phi = \frac{Fi_0^2}{C + Fi_0^2}$ où $C = 0.05$ et f_u prend la valeur maximale entre f_u calculée sans tenir compte de la turbulence au-dessus de la CLA et $\Phi \cdot f_u$ calculée en tenant compte de cette turbulence. De même pour f_h , on prend la valeur maximale entre $f_u^{1/2} \cdot f_h$ et $\Phi \cdot f_u^{1/2} \cdot f_h$.

10.3.4 La subroutine "Zilitine"

En fait, avant de pouvoir calculer le nombre de Froude inverse externe, Fi_0 , on doit connaître la valeur de N . Pour cela, "coefkz" fait appel à la subroutine "Zilitine" dans les cas stables. Cette subroutine possède deux variables en sortie : la moyenne de la fréquence de Brunt-Väisälä, N , et la hauteur de la couche limite. L'appel de cette subroutine s'effectue au tout début du calcul des coefficients de frottement du sol, et quelle que soit la paramétrisation choisie afin de toujours diagnostiquer la hauteur de la couche limite.

N est une moyenne de la fréquence de Brunt-Väisälä ($\sqrt{\beta \partial \theta / \partial z}|_{z>h}$) au-dessus de la CLA. On calcule cette fréquence à chaque inter-couche où elle est calculable, c'est-à-dire celles indicées 2 à $klev$ ($klev=19$). On effectue, ensuite, une moyenne pondérée par la distance entre deux couches sur une épaisseur égale à celle de la CLA (sa hauteur) : soit entre h et $2h$, où h est la hauteur de la CLA. On se rend compte que pour calculer N , il faut déjà connaître h .

Zilitinkevich et al. (2002a) propose une méthode en deux temps pour calculer cette hauteur, h : un diagnostic suivi d'une équation pronostique en fonction du temps. Dans notre cas, où la nuit polaire dure plusieurs mois, nous pouvons considérer que la couche limite a atteint un état d'équilibre car elle n'est plus soumise au forçage diurne, ce qui nous permet d'utiliser uniquement le diagnostic qui calcule la hauteur de la couche d'Ekman à l'équilibre dans une atmosphère barotrope et stable. Le terme barotrope indique que

l'état de l'atmosphère est représenté par la moyenne sur le profil vertical des variables atmosphériques. La hauteur

$$h_E = \frac{C_R u_*}{|f|} \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{C_R^2 u_*^2 (1 + C_{uN} Fi)}{C_S^2 |f| L_{MO}}}},$$

où $C_R = 0.4$, $C_S = 0.74$, $C_{uN} = 0.25$, f est le paramètre de Coriolis et $Fi = \frac{L_{MO} N}{u_*}$ est le nombre de Froude inverse. Pour cela, cette subroutine calcule u^* , la vitesse de frottement au sol, et la longueur de Monin-Obukhov (L_{MO}); le code de ces calculs est présent dans LMDz. A nouveau, le calcul de h nécessite de connaître N .

Le calcul implicite permet de résoudre des équations aux variables imbriquées, mais dans le cas présent, où la hauteur de la CLA intervient, non pas directement par sa valeur, mais comme limite d'une moyenne effectuée sur la verticale, le calcul implicite semble non envisageable; nous avons opté pour le calcul itératif, en initialisant h avec la valeur du pas précédent. Il est ainsi possible d'évaluer N , puis h , et recommencer avec la nouvelle valeur de h . La hauteur de la CLA converge en 3 itérations vers sa valeur définitive.

Malheureusement, les valeurs évaluées sur l'Antarctique par cette méthode ne nous semblent pas raisonnables, en particulier dans les zones côtières (plusieurs milliers de mètres). Les raisons ne sont pas claires, mais nous pouvons invoquer le caractère très particulier du climat antarctique, sachant que les auteurs n'ont pas validé leur méthode dans cette région. En effet, la CLA hivernale de l'Antarctique est particulièrement stable, et il ne faut pas oublier la présence de forts vents catabatiques, même en hiver, et surtout dans les régions côtières.

Nous avons donc opté pour une méthode plus directe qui consiste à évaluer la hauteur de l'inversion de température réelle quand cela est possible (si cette hauteur calculée est supérieure à 3000 mètres, nous la fixons arbitrairement à 1500m). De cette manière, les valeurs sont beaucoup plus raisonnables même si très discutables, mais l'ordre de grandeur semble mieux respecté qu'avec la méthode précédente et nous nous contenterons de cette approximation par la suite.

Chapitre 11

Impact de la nouvelle paramétrisation

Afin de visualiser l'impact de la nouvelle paramétrisation (nommée "simulation NOUV", en opposition à l'ancienne paramétrisation nommée "simulation ANC") sur les variables du modèle, et en particulier sur la température de l'air et l'intensité du vent près du sol, nous avons réalisé deux expériences courtes (2 mois en juillet et août) avec les mêmes conditions initiales, les mêmes conditions aux limites et sur la grille régulière 96x72x19.

11.1 La température du sol

La figure 11.1 représente la température de la surface du continent antarctique en moyenne au cours du mois d'août telle qu'elle est simulée par le modèle modifié. A titre de comparaison, nous disposons des mesures infra-rouges (IR) mises en forme sur l'Antarctique par *Comiso* (2000). Ces mesures sont effectuées, depuis 1979, dans l'infra-rouge thermique par les instruments AVHRR des satellites de la NOAA. L'infra-rouge thermique permet d'accéder directement à la température de peau de la surface du sol. Cependant, les nuages sont totalement opaques dans l'IR et leur présence doit être détectée afin de ne pas confondre leur température avec celle de la surface. La précision sur les températures de peau dépend beaucoup de la qualité du masque de nuage utilisé. Le masquage des nuages sur le continent est moins efficace que sur l'océan ou la glace de mer en raison des basses températures qui y règnent. La précision est de l'ordre de quelques degrés seulement sur le continent antarctique (*Comiso* (2000)). Nous présentons, figure 11.3, la moyenne de ces températures mensuelles (juillet) sur toute la période (1979-1998). Figure 11.2, deux hivers extrêmes, l'un froid et l'autre doux, nous permettent de nous rendre compte de la grande variabilité inter-annuelle des températures de surface. On peut remarquer, d'ailleurs, que les variations de températures affectent beaucoup le plateau continental (jusqu'à 30°C de différence) et le Ross ice shelf (jusqu'à 15°C). Comme par la suite nous utiliserons uniquement la moyenne sur 20 ans des mesures IR (figure 11.3), il nous faudra garder à l'esprit que les simulations ANC et NOUV ne sont pas représentatives d'un hiver moyen mais d'un hiver en particulier qui peut être extrême (chaud ou froid). Les seules températures de peau (IR) disponible concernent le mois de juillet, alors que les

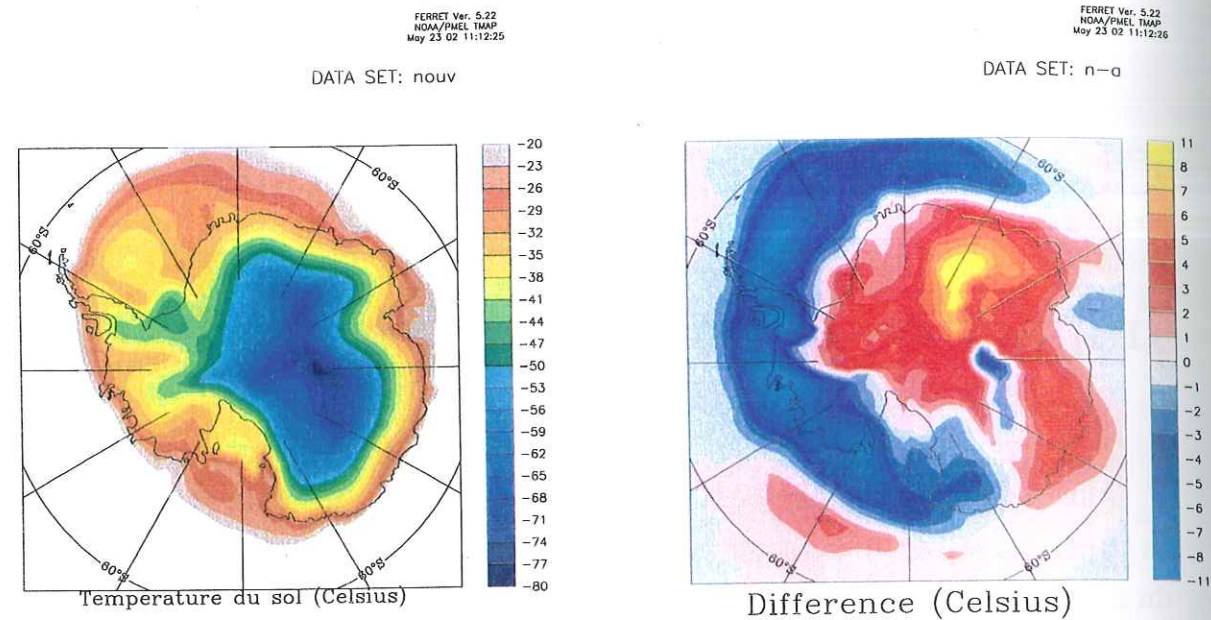


FIG. 11.1 – Température du sol ($^{\circ}\text{C}$) en moyenne mensuelle (août). Les résultats de la simulation NOUV sont à gauche, la différence entre NOUV et ANC à droite.

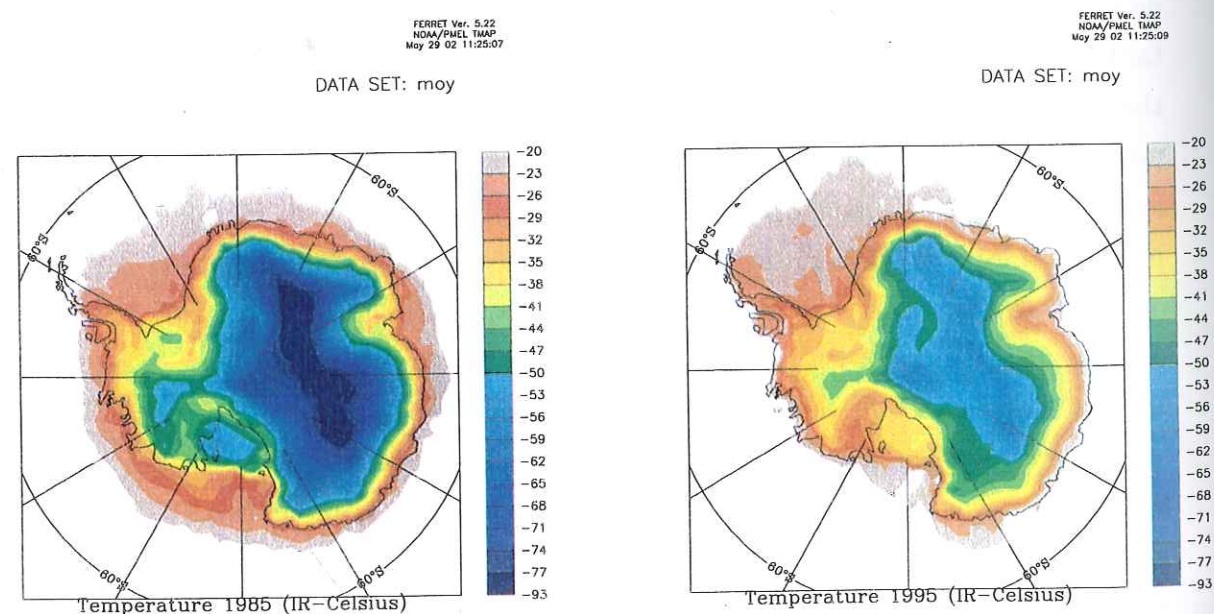


FIG. 11.2 – Température du sol ($^{\circ}\text{C}$) en moyenne mensuelle (juillet). Deux années extrêmes : 1985 à gauche et 1995 à droite. Données fournies par Comiso (2000).

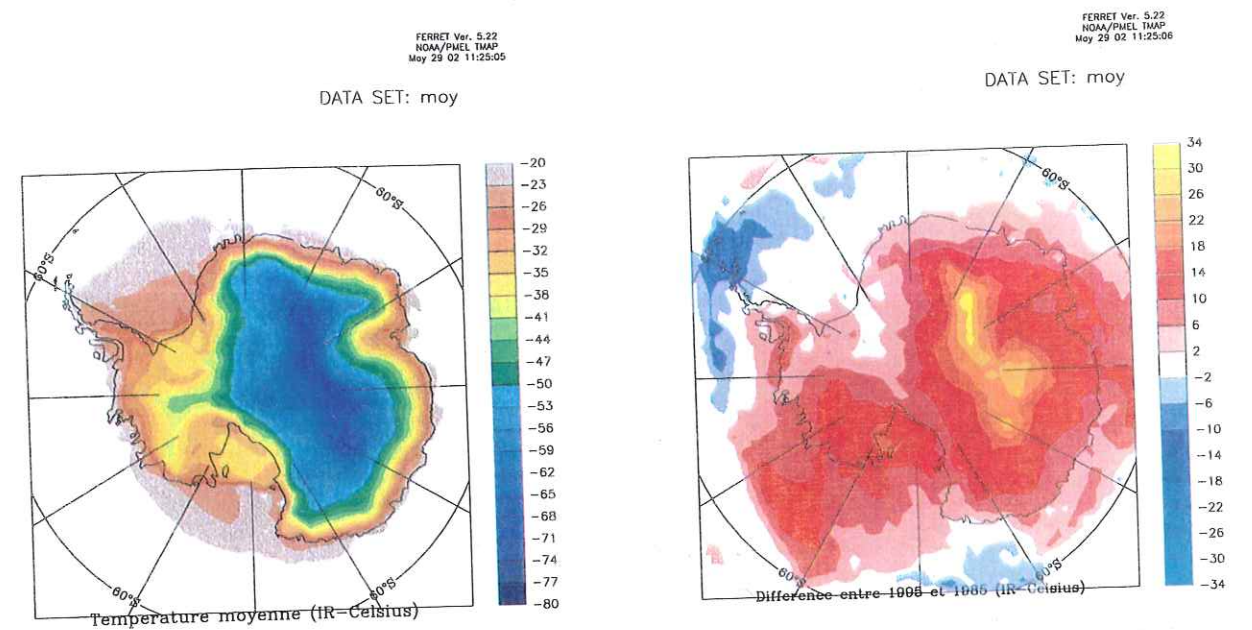


FIG. 11.3 – Température du sol ($^{\circ}\text{C}$) en moyenne mensuelle (juillet), moyenne sur la période 1979 - 1998, à gauche. Différence entre les deux années extrêmes : 1995 moins 1985, à droite (figure 11.2). Données fournies par Comiso (2000).

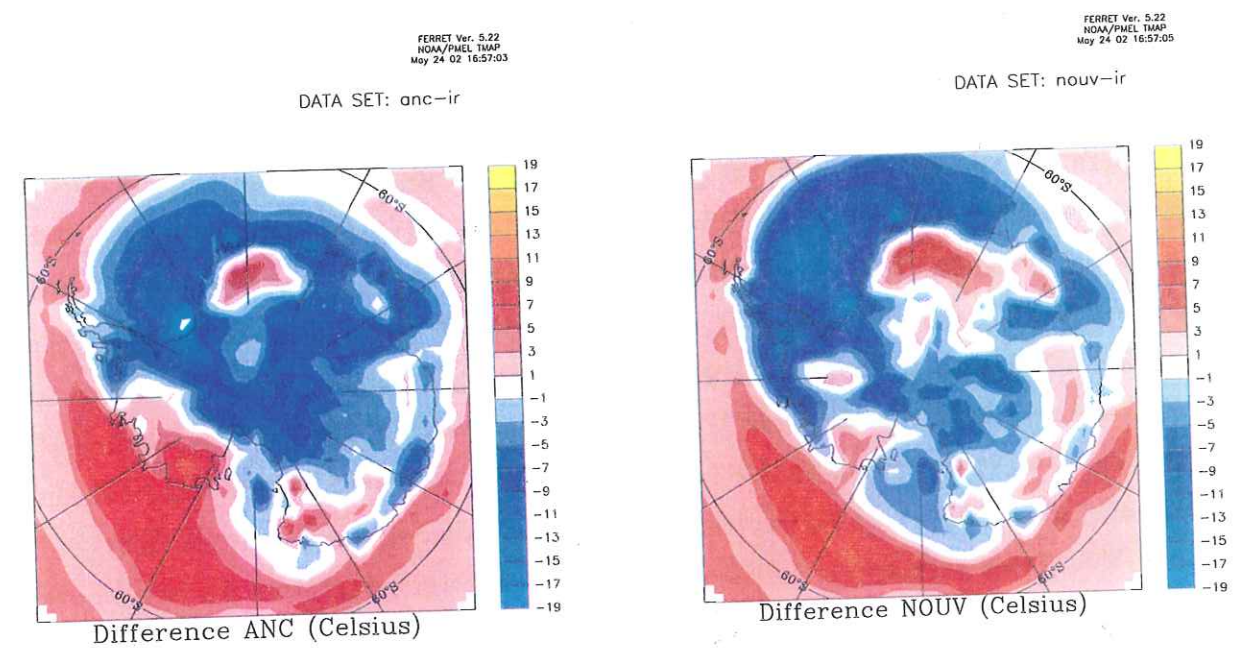


FIG. 11.4 – Différence entre les températures du sol simulées et mesurées par infra-rouge ($^{\circ}\text{C}$). ANC moins IR à gauche, NOUV moins IR à droite.

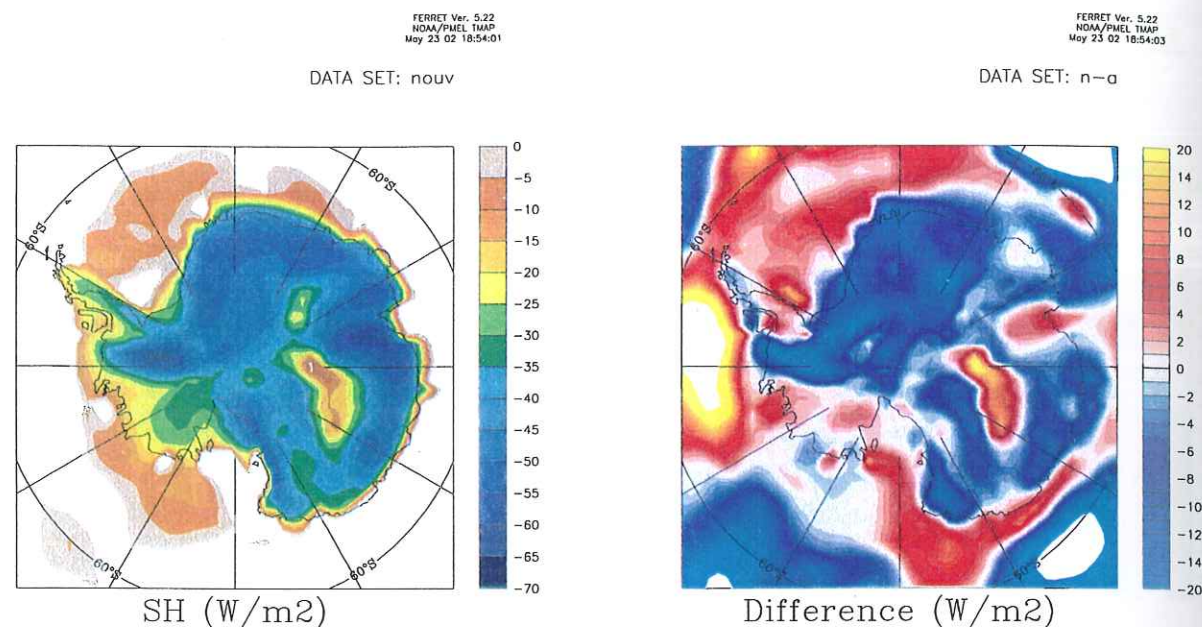


FIG. 11.5 – Flux de chaleur sensible (SH) en W/m^2 , en moyenne mensuelle (août). Les résultats de la simulation NOUV sont à gauche, la différence entre NOUV et ANC à droite.

simulations concernent le mois d'août. Juillet et août sont au cœur de la nuit polaire et il n'est pas exclu que les différences soient importantes.

Les températures qui règnent sur le plateau antarctique sont les plus basses du continent. Cependant, le modèle indique un maximum autour de $-80^{\circ}C$ dans la région de Vostok ($100^{\circ}E$, $78^{\circ}S$), température trop froide d'une dizaine de degrés par rapport à la température moyenne du mois de juillet relevée par la station météorologique en place ($-67^{\circ}C$, Comiso (2000)). Cependant, comme la variabilité inter-annuelle est forte dans cette région (figure 11.2), il se peut que la température atteigne, parfois, de tels extrêmes (la température minimale relevée à Vostok, le 21 juillet 1983, est de $-89.6^{\circ}C$).

Commençons par nous intéresser à la différence entre les simulations et les mesures IR moyennes sur 20 ans. La figure 11.4 fait apparaître des températures globalement trop froides sur le continent pour les deux simulations (ANC et NOUV). Dans l'ensemble, les zones trop froides ou trop chaudes sont localisées aux mêmes endroits pour ANC et NOUV. On peut remarquer que le modèle surestime la température de la banquise du côté des mers de Amundsen et Ross et sousestime cette température du côté de la mer de Weddell : dans tous les cas, l'écart semble plus important avec NOUV. Cet écart est confirmé si l'on compare la bande de températures comprises entre $-26^{\circ}C$ et $-29^{\circ}C$ entre les figures 11.3 et 11.1. On se rend alors compte que cette bande s'écarte beaucoup des côtes situées dans les zones de la Péninsule, du Filchner-Ronne et du Dronning Maud Land dans la simulation NOUV alors qu'elle suit scrupuleusement la côte pour les températures

IR. En fait, cette isotherme a migré vers l'océan sur tout le pourtour du continent, ce qui peut expliquer ce refroidissement global de la température du sol par rapport aux mesures IR.

Revenons à la différence entre les simulations et les mesures IR. Sur le continent, la partie ouest du Dronning Maud Land (0° de longitude) est trop chaude de $7^{\circ}C$ pour ANC, et cette surestimation de la température du sol s'étend à tout le Dronning Maud Land avec NOUV. La partie ouest du Marie Byrd Land ($220^{\circ}E$) est trop chaude d'une dizaine de degrés celsius pour ANC ; l'écart se réduit pour NOUV ($4^{\circ}C$). Une bande qui s'étend de Victoria Land à Amery, le long de la côte du Wilkes Land, est un peu trop chaude avec ANC (jusqu'à $6^{\circ}C$) et cette surestimation de la température du sol se généralise dans NOUV. Par contre, NOUV est globalement plus proche des mesures IR sur le centre du continent que ne l'est ANC, tout en simulant des températures encore un peu basses. On peut noter que la zone située autour de Vostok ($106^{\circ}E$, $78^{\circ}S$), déjà trop froide avec ANC, est encore plus froide avec NOUV. On peut, néanmoins, nuancer cette comparaison, en examinant la variabilité inter-annuelle des températures du sol mesurées par infra-rouge. La figure 11.3 présente une carte de la différence entre les mesures IR des deux hivers extrêmes 1995 et 1985 ; cette carte nous montre que les températures du sol mesurées diffèrent de plus de $10^{\circ}C$ sur tout le plateau de l'Antarctique de l'est (avec un maximum autour de $30^{\circ}C$ dans une zone située autour de Vostok) et aussi sur le Ross et Marie Byrd Land. Dans le Dronning Maud Land, par exemple, on se rend compte que la variabilité naturelle des températures du sol dépasse largement les écarts de températures entre les simulations et les mesures. Cette remarque est valable pour l'ensemble du continent et nous montre que les écarts entre les simulations et la moyenne des mesures IR ne permettent pas de conclure définitivement.

Passons, à présent, à la différence entre l'ancienne et la nouvelle paramétrisation en utilisant la carte de différence de la figure 11.1. On obtient confirmation que les températures continentales sont majoritairement plus chaudes pour NOUV qu'avec ANC. Le maximum ($+10^{\circ}C$) se situe autour de $30^{\circ}E$ et $85^{\circ}S$, où les températures simulées par NOUV sont, justement, mieux en accord avec les températures mesurées par satellite. Un léger réchauffement affecte également les plate-formes flottantes (Filchner-Ronne et Ross). Concernant le plateau antarctique, un réchauffement était nécessaire (par rapport à ANC) ; comme il a lieu, on serait tenter de considérer que NOUV simule globalement mieux la température du sol au cours de l'hiver. Mais la variabilité inter-annuelle des mesures IR (figure 11.3) est beaucoup plus importante que $10^{\circ}C$ dans cette zone là, puisqu'elle dépasse $30^{\circ}C$, et il n'est donc pas possible de conclure sur une amélioration entre les deux paramétrisations. Sur le pourtour du continent, à l'inverse, on observe des réchauffements (Wilkes Land) et des refroidissements (de Victoria Land à la banquise au large du Dronning Maud Land en passant par la Péninsule), pas toujours nécessaires (Wilkes Land), ou qui amplifient, parfois, le désaccord entre les simulations et les mesures (mer

de Weddell).

Une zone, pourtant, retient particulièrement notre attention. Elle se situe autour de Vostok; dans cette région la température simulée est trop froide, comme on l'a fait remarquer 2 paragraphes plus haut, mais elle est aussi plus froide de 3-4°C par rapport à ANC. Ce refroidissement n'est pas limité à Vostok mais englobe également les environs de Dome C (123°E, 74.5°S).

La figure 11.5 présente le flux turbulent de chaleur sensible (SH , W/m^2), étroitement lié aux modifications de la température du sol puisqu'il représente les échanges d'énergie par contact entre l'air et le sol : il est négatif lorsque le flux est dirigé vers le sol. La carte des différences entre NOUV et ANC confirme une nette hausse (plus de $15 W/m^2$) de ce flux justement dans la région où la température de surface est trop froide. Parallèlement, le flux diminue dans le reste du continent, en accord avec la hausse des températures du sol observée dans la figure 11.1. On est tenté d'expliquer cette chute de la température du sol entre ANC et NOUV par une hausse des valeurs du flux, mais il est aussi possible que la température du sol et SH varient en réponse à une cause commune. Pour faire diminuer le flux de l'atmosphère vers la surface, il faut que la turbulence ait diminué. Or on peut proposer deux causes à cette diminution de la turbulence : une stabilité de la CLA accrue, ou une baisse de la turbulence mécanique. Dans la section suivante, nous nous intéresserons donc aux profils de température qui permettent de visualiser la stabilité de l'atmosphère et aux vents de surface qui initient la turbulence mécanique.

11.2 Température et intensité du vent à 3 mètres au-dessus du sol

La température de l'air et l'intensité du vent mesurées par les stations météorologiques automatiques (AWS) vont nous permettre de comparer très localement les simulations et les mesures. Le continent antarctique rassemble des régions aux caractères très contrastés : un plateau (Antarctique de l'est) situé à haute altitude où les températures sont extrêmement basses et où le vent est modéré; les côtes, dont la déclivité est forte, qui sont soumises à un régime de forts vents catabatiques et sur lesquelles les températures sont beaucoup plus "clémentes"; enfin, les plate-formes flottantes, où les températures sont basses alors que l'altitude est seulement d'une centaine de mètres et qui récupèrent les vents catabatiques descendant de la calotte, canalisés et accélérés par les grandes vallées empruntées par les glaciers émissaires. Nous avons choisi de nous intéresser à ces 3 régions typiques de l'Antarctique en récupérant, sur le site <ftp://ice.ssec.wisc.edu>, les températures et l'intensité du vent, en moyenne mensuelle (mois d'août), à Dome C (74.5°S, 123°E) sur le plateau, à D-10 (66.7°S, 139.8°E) sur la côte, près de Dumont d'Urville en Terre Adélie et à Lettau (82.6°S, 174.3°W), Elaine (83.2°S, 174.5°W) et Gill (79.99°S, 178.6°W) sur la plate-forme flottante de Ross (figure 11.6). On peut tout de suite noter

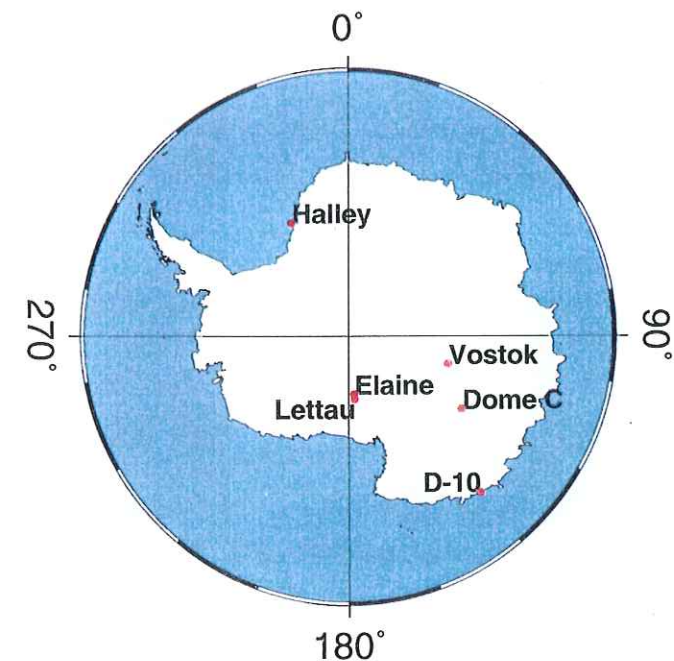


FIG. 11.6 – Position des stations météorologiques de Halley Bay, Vostok, Dome C, D-10, Elaine et Lettau.

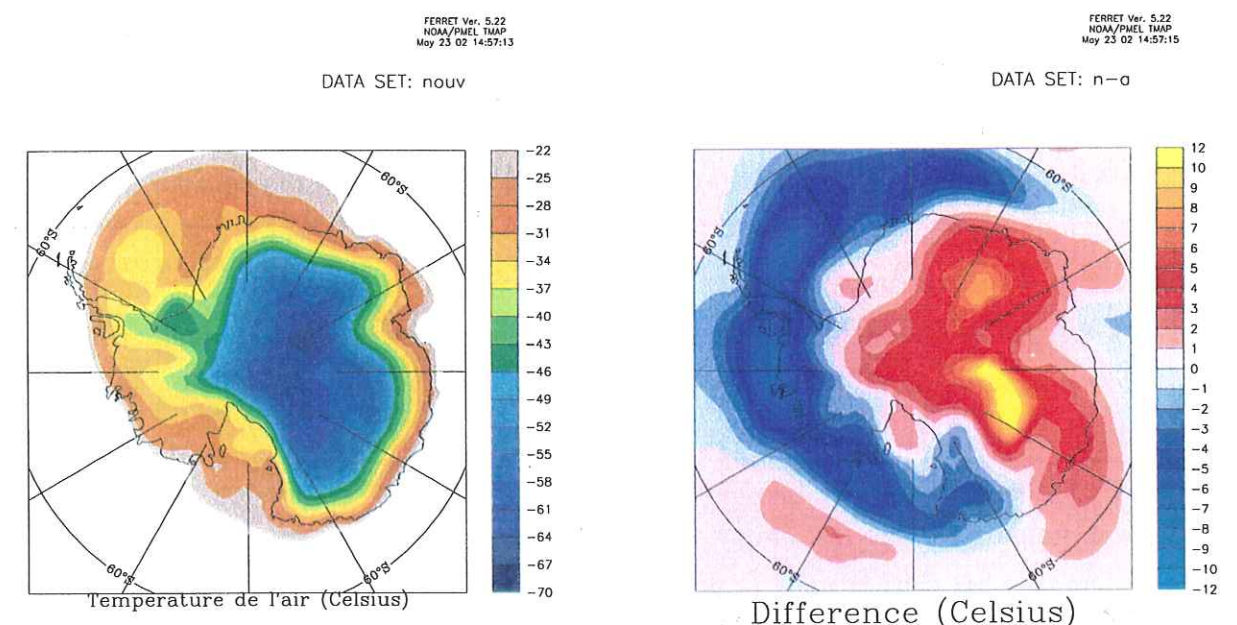


FIG. 11.7 – Température de l'air à 3 mètres (°C) en moyenne mensuelle (août). NOUV à gauche et différence entre NOUV et ANC à droite.

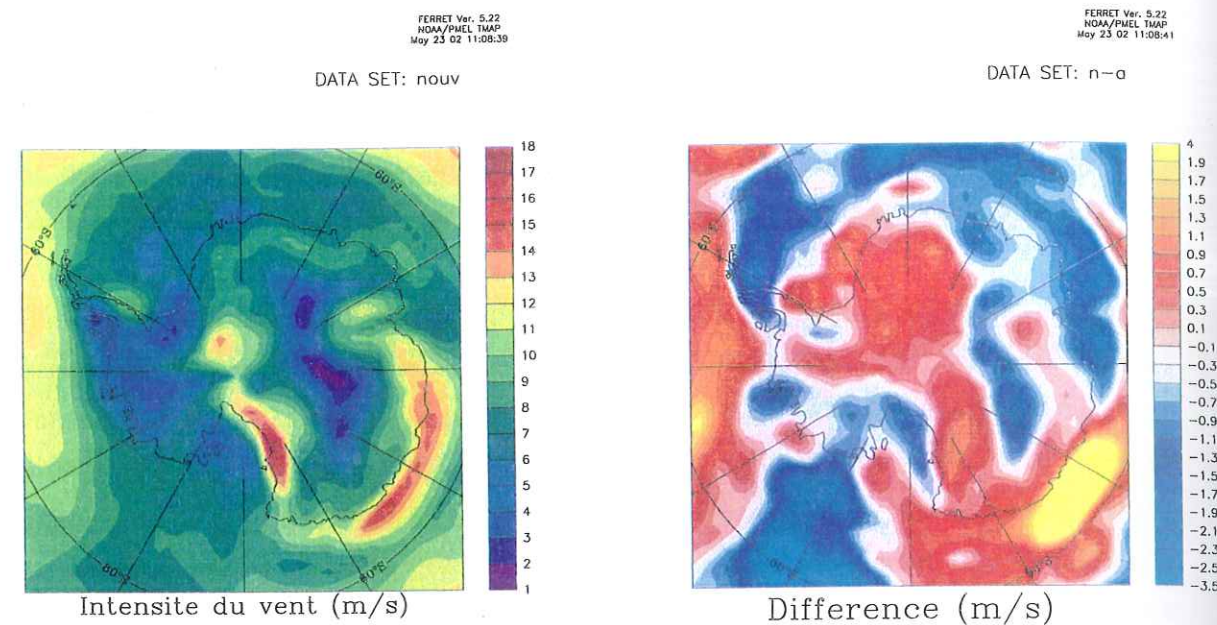


FIG. 11.8 – Intensité du vent (m/s) en moyenne mensuelle (août). NOUV à gauche, différence entre NOUV et ANC à droite.

que la comparaison entre les résultats d'une simulation effectuée sur une grille de résolution moyenne et les mesures effectuées en un point du globe peuvent poser problème : en effet, les valeurs des simulations sont interpolées entre divers points de grille distants de quelques centaines de kilomètres alors que la mesure est très locale. Une maille du modèle peut être inhomogène (à cheval sur le shelf et la chaîne transantarctique par exemple, ou la côte et l'océan) ; l'interpolation sur cette maille ne sera pas véritablement représentative de la mesure réelle effectuée localement dans cette maille.

Pour les données AWS, nous avons calculé la moyenne des moyennes mensuelles du mois d'août sur toutes les années disponibles (au cours de la période 1980 - 1998). Pour obtenir la température et l'intensité du vent à 3 mètres du sol avec le modèle, nous avons extrapolé linéairement vers le bas les valeurs des premier et deuxième niveaux verticaux. Les températures et intensité du vent des 5 stations météorologiques (mesurées et simulées) sont répertoriées dans le tableau 11.1. Les figures 11.7 et 11.8 donnent un aperçu global sur l'ensemble du continent de la température à 3 mètres du sol. On peut, dès lors, remarquer que les températures à 3 mètres du sol, en Antarctique de l'est, sont globalement plus élevées dans la nouvelle paramétrisation (NOUV) que dans l'ancienne (ANC) (majoritairement entre 1 et 4°C). Ceci est en accord avec les températures du sol, qui sont supérieures d'à peu près 4°C sur l'ensemble du continent à celles simulées par ANC. Dans le détail, cependant, nous le verrons par la suite, de très forts désaccords peuvent apparaître.

		mesures	ANC	NOUV
t_3m (°C)	Dome C	-58	-64	-54
	D-10	-18	-34.2	-33.2
	Lettau/Elaine	-35	-34.5	-34.2
	Gill	-42	-37.1	-35.7
vent_3m (m/s)	Dome C	2	3.33	2
	D-10	9	8.2	8.9
	Lettau/Elaine	5	11	9.8
	Gill	4	5.6	4.7

TAB. 11.1 – Comparaison de moyennes mensuelles (mois d'août) de température (°C) et intensité du vent à 3 mètres à Dome C (74.5°S, 123°E), D-10 (66.7°S, 139.8°E), Lettau (82.6°S, 174.3°W)/ Elaine (83.2°S, 174.5°W) et Gill (79.99°S, 178.6°W).

11.2.1 Plate-forme flottante de Ross

Un des problèmes de l'ancienne paramétrisation concerne la température de l'air (et du sol) simulée sur les plate-formes flottantes, et en particulier sur le Filchner-Ronne et sur le Ross : elle est trop froide d'une dizaine de degrés par rapport aux mesures. Paradoxalement, les deux simulations que nous examinons ici sont en accord sur les températures des plates-formes flottantes (à 1°C près). Nous avons indiqué, précédemment, une faible augmentation de la température du sol entre ANC et NOUV ; nous la retrouvons, un peu moins marquée, pour les températures de l'air à 3 mètres du sol (quelques degrés pour le Filchner-Ronne et à peine 1°C sur le Ross - figure 11.1 et 11.7), et le tableau 11.1 montre que la température de l'air à 3 mètres mesurée au mois d'août à Elaine et Lettau correspond à 1°C près aux simulations. A Gill, par contre, l'écart est plus important puisqu'il atteint 5 à 7°C selon la simulation.

On peut tout de même indiquer qu'en utilisant le diagnostic de la hauteur de la CLA proposé par Zilitinkevich *et al.* (2002a), les températures de l'air sur le Ross sont plus élevées d'environ 5°C par rapport à ANC. C'est un résultat qui nous convient bien, mais nous nous sommes rendus compte que la hauteur de la CLA diagnostiquée sur les côtes du continent (surtout celles de l'Antarctique de l'est) n'est pas du tout raisonnable (elle peut atteindre 15000 mètres d'altitude) ; nous avons choisi de ne pas utiliser ce diagnostic par la suite. On peut cependant supposer, à la vue des zones affectées par cet artefact, que le diagnostic est faussé par la présence des vents catabatiques qui soufflent dans ces régions à forte déclivité. Au contraire, sur les plates-formes flottantes, la hauteur de la CLA diagnostiquée par cette méthode est plutôt faible : environ 200 mètres d'altitude.

En revanche, la hauteur de la CLA diagnostiquée dans la simulation NOUV (hauteur de l'inversion de température) est beaucoup plus importante, de l'ordre de 1200 mètres d'altitude. Cet exemple illustre fort à propos l'importance du diagnostic de la hauteur

de la couche limite ; celle-ci modifie la température des basses couches de l'atmosphère et du sol de près de 5°C selon qu'elle vaut 200 ou 1500 mètres. Dans l'état actuel de nos connaissances, on ne sait laquelle des deux valeurs est la plus représentative de la réalité.

Le tableau 11.1 nous indique que les simulations surestiment l'intensité des vents qui soufflent aux stations de Elaine et Lettau. Les mesures donnent une moyenne annuelle de 5 m/s (18 km/h) et les deux simulations calculent le double. La figure 11.8 montre que la simulation NOUV calcule bien 5 m/s sur la quasi-totalité du shelf de Ross. Cependant, l'intensité du vent augmente beaucoup lorsqu'on se rapproche de la zone frontière entre le shelf et la chaîne transantarctique. Le gradient horizontal de l'intensité du vent est probablement un peu fort et l'intensité du vent calculée à Lettau ou Elaine est ainsi surestimée. La carte des différences entre NOUV et ANC indique que l'intensité du vent est, justement, plus faible dans cette zone (de 0.5 à 1.5 m/s) ; c'est encourageant mais encore insuffisant. La surestimation de l'intensité du vent dans la région proche de la chaîne transantarctique peut provenir de la manière dont le modèle "voit" cette chaîne. Dans la réalité, les vents catabatiques sont canalisés dans de vastes vallées qui peuvent les dévier et modifier leur intensité ; dans le modèle, avec la résolution moyenne utilisée ici (presque 300 kms entre deux points de grille en latitude), la chaîne transantarctique est vue comme une pente uniforme, sans vallée canalisatrice. En guise de preuve, Gill est située plus loin de la chaîne, et l'intensité du vent y est justement mieux simulée.

11.2.2 Dumont d'Urville, Terre Adélie

Sur la côte de la Terre Adélie, le modèle ne donne pas de bons résultats : la température simulée à D-10, par l'une ou l'autre des paramétrisations, est trop froide de quelques 15°C. Ce qui avait déjà été remarqué avec les températures du sol se confirme, ici, avec les températures à 3 mètres. L'intensité simulée des vents catabatiques est, cependant, conforme aux mesures. L'étude de la figure 11.3 nous permet probablement d'apporter un élément de réponse quant à cette différence de température : les mesures infra-rouges montrent clairement que la température du sol varie très rapidement en fonction de la latitude au niveau de la lisière continent-océan. La température du sol peut facilement passer de -20°C à -35°C en moins d'un degré de latitude. La grille choisie ici pour simuler le climat antarctique fait justement 2 degrés et demi en latitude. Pour corroborer cette hypothèse, la figure 11.7 permet de voir que la température de l'air à moins d'un degré de latitude de D-10 est de -22°C, très proche de la température réellement mesurée à cet endroit de la côte antarctique.

11.2.3 Plateau antarctique, Dome C

Les modifications de la température de l'air à 3 mètres du sol sont beaucoup plus flagrantes sur le plateau antarctique. La température de l'air mesurée à Dome C au mois

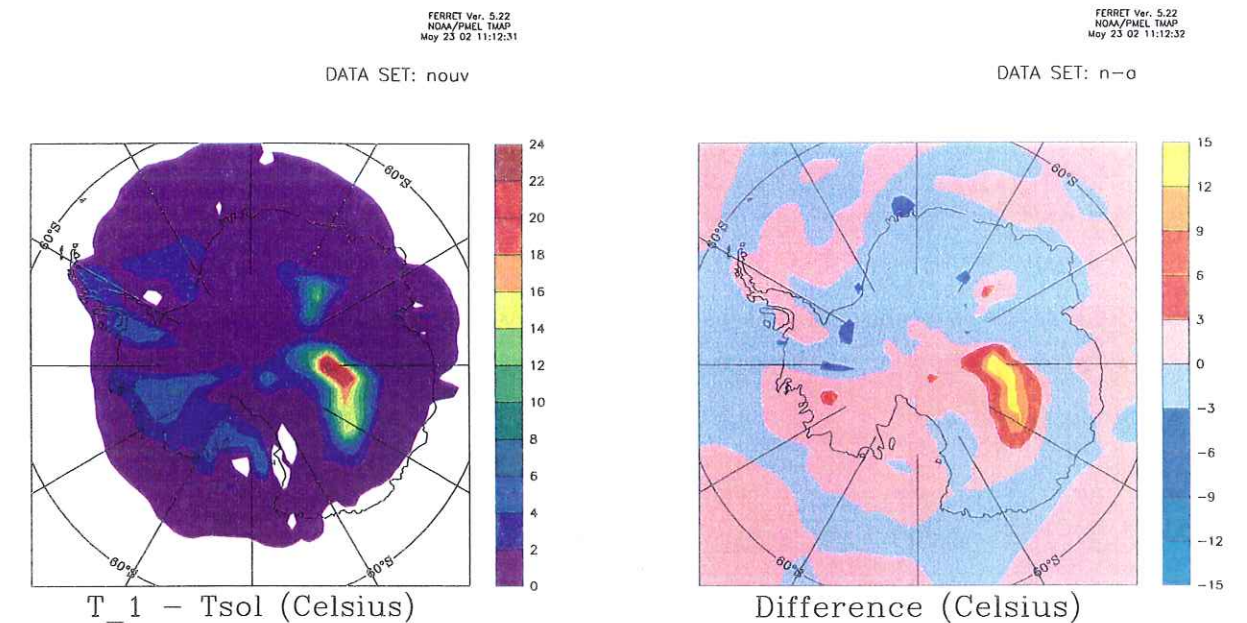


FIG. 11.9 – Différence entre la température du premier niveau vertical et la température du sol (°C) en moyenne mensuelle (août). NOUV à gauche et différence entre NOUV et ANC à droite.

d'août est d'environ -58°C ; la température simulée par ANC est de -64°C mais n'est plus que de -54°C avec NOUV. Cette augmentation de la température (10°C) dans la zone de Dome C entre l'ancienne et la nouvelle paramétrisation est bien visible sur la figure 11.7. Le plateau antarctique est géographiquement beaucoup plus monotone que les côtes du continent et cette augmentation des températures à Dome C entre les deux simulations caractérise une réelle modification du bilan énergétique de surface à l'échelle de plusieurs centaines de kilomètres, au même titre que le refroidissement observé à Vostok pour la température de surface.

Justement, la température du sol et la température de l'air à 3 mètres subissent des tendances opposées dans cette région du plateau Est (région Vostok et Dome C) : la température du sol semble diminuer fortement tandis que la température de l'air à 3 mètres du sol augmente beaucoup (toujours par rapport à ANC). La figure 11.9, qui met en évidence la différence entre la température de l'air au premier niveau et la température du sol, confirme que ce problème se cantonne aux hauts plateaux du continent. On remarque, de plus, que le phénomène est fortement amplifié par rapport à ANC (plus 15°C de différence entre le premier niveau et le sol), mais seulement dans la zone de Vostok. Il semble que ce phénomène existait déjà avec l'ancienne paramétrisation et que la différence entre le premier niveau et le sol était d'une dizaine de degrés, environ. On aurait pu penser que ce problème pouvait être liée aux températures extrêmes et/ou à l'altitude. Or Dome A - 77°E, 80.5°S -, point culminant de la calotte (altitude supérieure à 4000 mètres), où

les températures sont les plus froides du continent antarctique, ne semble pas affectée par ce type de problème.

Parallèlement, l'intensité du vent, à Dome C, est mieux simulée avec NOUV qu'avec ANC puisque celle-ci passe de 3.33 m/s (ANC) à 2 m/s (NOUV), ce qui correspond à la valeur mesurée. La figure 11.8 met en évidence une diminution globale de l'intensité du vent simulée dans cette région du plateau antarctique (Dome C - Vostok / jusqu'à 1.5 m/s en moins vers Dome C). Cette diminution de l'intensité du vent englobe aussi Dome A, et correspond à la zone du plateau antarctique où l'intensité du vent est déjà la plus faible (1 à 3 m/s).

11.3 Profils verticaux de températures

Ce découplage entre les températures du sol et les températures à 3 mètres sur le plateau antarctique nous amène à examiner les profils verticaux de température de l'air, afin de voir l'impact de la modification des flux turbulents sur toute la hauteur de l'atmosphère. N'ayant modifié que la paramétrisation des flux de surface, nous nous attendons à ce que les profils verticaux soient affectés uniquement dans les premiers niveaux de l'atmosphère.

11.3.1 Profils à Halley Bay et Vostok

Fort peu de mesures de l'air sont effectuées sur le continent antarctique au cours de l'hiver austral en raison des conditions météorologiques très dures qui rendent toute expérimentation extrêmement difficile. En fait, actuellement, le seul endroit de l'intérieur du continent où des lâchers de ballons-sondes sont effectués toute l'année est la station Pôle Sud. Partout ailleurs à l'intérieur du continent, que ce soit en été ou en hiver, les lâchers sont épisodiques et rares. Nous disposons pourtant des profils de température à deux stations météorologiques : Vostok et Halley Bay (figure 11.6). Ces profils sont obtenus à l'aide de ballons sondes lâchés depuis le sol et qui mesurent un certain nombre de paramètres, dont la température, en montant en altitude. Les figures 11.12 et 11.11 représentent les profils moyens de température de l'air en fonction de l'altitude ou de la pression au mois de juillet. La figure 11.10 présente les profils de température moyennés sur 30 jours à cheval sur les mois de juillet et août en trois points de la calotte : Halley Bay, Dome C et Vostok. Nous avons choisi de calculer une partie de la moyenne des profils sur le mois d'août car les expériences commencent au mois de juillet ; or nous n'avons pas voulu utiliser les résultats d'avant le 15 juillet pour laisser le temps au modèle de se stabiliser après le démarrage sur des conditions initiales pas toujours très réalistes.

La comparaison des profils simulés et mesurés à Halley Bay est tout à fait satisfaisante. NOUV simule des températures en bon accord avec le profil moyen mesuré : une température du sol un peu plus froide que -30°C , une température maximale à l'inversion

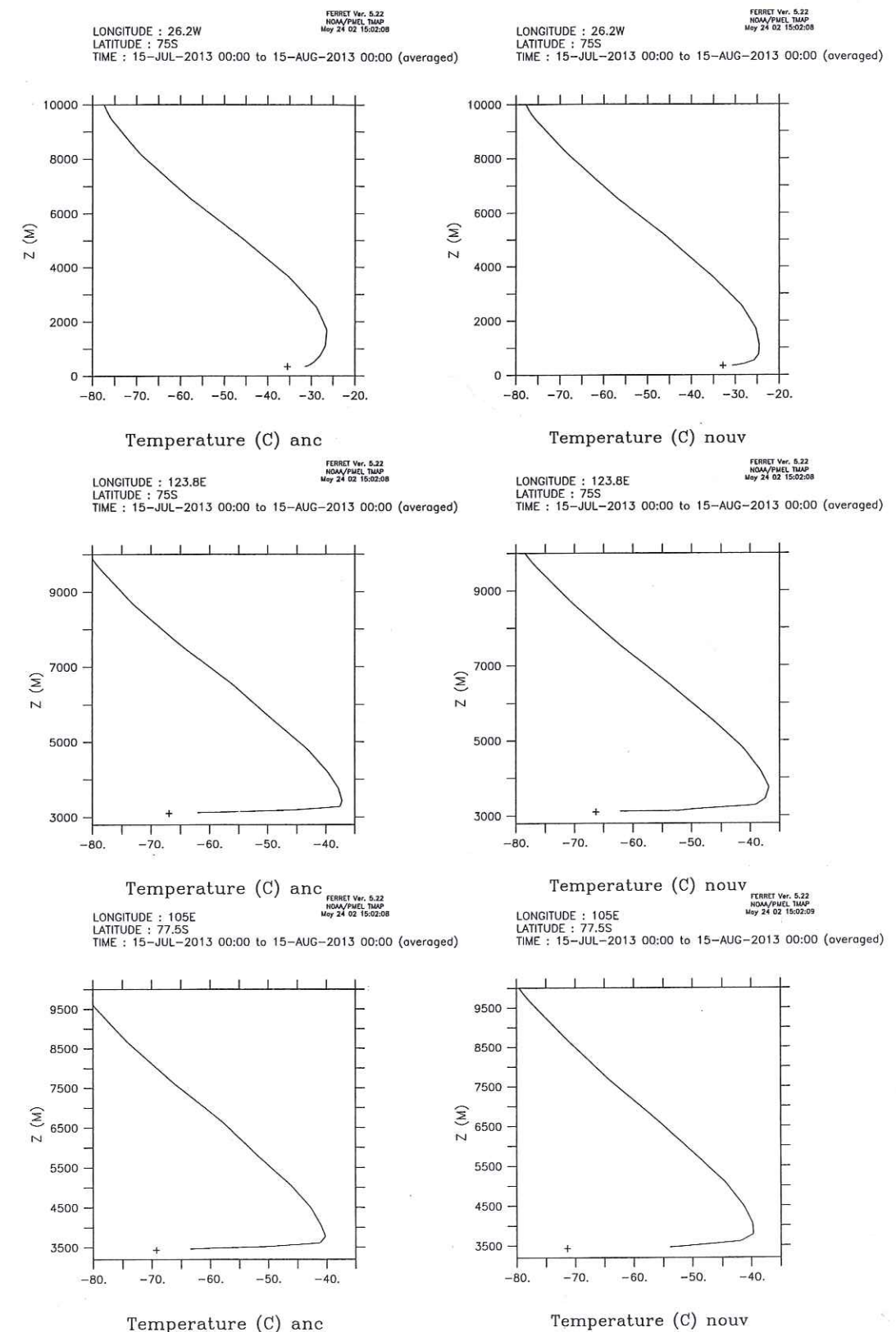


FIG. 11.10 – Profils de température de l'air ($^{\circ}\text{C}$) à Halley Bay (333.4°E , 75.5°S) -en haut-, Dome C (123°E , 74.5°S) -au milieu- et Vostok (106°E , 78°S) -en bas-. Altitude en mètres. Moyenne entre le 15 juillet et le 15 août.

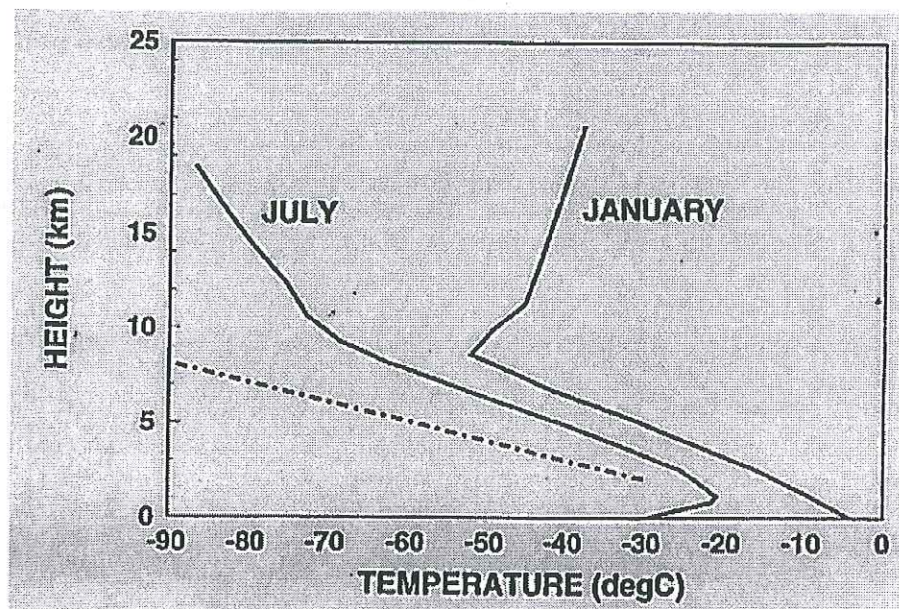


FIG. 11.11 – Profil de température de l'air à Halley Bay (333.4°E, 75.5°S) en moyenne mensuelle aux mois de juillet et janvier au cours de la période 1957-93. La ligne pointillée indique l'adiabatique sèche. Tiré de *King and Turner* (1997).

de -25°C (au lieu de -20°C) et une altitude de l'inversion autour du kilomètre. La force de l'inversion est la même (10°C). Par rapport à ANC, les températures sont un peu plus élevées mais la force de l'inversion (différence entre la température maximale de l'inversion et la température du sol) est presque la même (un peu moins de 10°C). En revanche, il semble que le gradient de température dans la couche d'inversion soit plus fort avec NOUV (situation plus stable). Vers 10 kms d'altitude, la température simulée est trop basse de 5°C, quelle que soit la simulation, ce qui confirme que les simulations décalent simplement le profil vers les basses températures, mais que le gradient de température est globalement bien respecté.

Pour Vostok, on voit tout de suite que NOUV provoque un découplage entre le premier niveau et le sol. La stabilité excessive de l'atmosphère fait chuter la turbulence, et les échanges entre l'atmosphère et le sol sont de moins en moins efficaces pour réchauffer la surface. La température de celle-ci descend donc vers des valeurs déraisonnables. Les deux simulations simulent, en effet, une force de l'inversion beaucoup trop importante (environ 30°C), preuve de la trop forte stabilité; la température maximale de l'inversion est, elle-même, trop élevée de 3 - 4°C (surtout pour NOUV). Pour NOUV, le gradient vertical de température est environ de 1.5°C/m (15°C entre le sol et le premier niveau, soit 15°C en 10 mètres), alors que le profil mesuré à Vostok suggère plutôt un gradient maximum 100 fois plus faible : 0.15°C/m (30°C pour 20hPa avec 0.1hPa/m) entre le sol et l'altitude de l'inversion.

La section précédente (11.2) nous a déjà permis de constater que cette région du plateau antarctique est mal simulée. Or la station Dome C est située dans cette région,

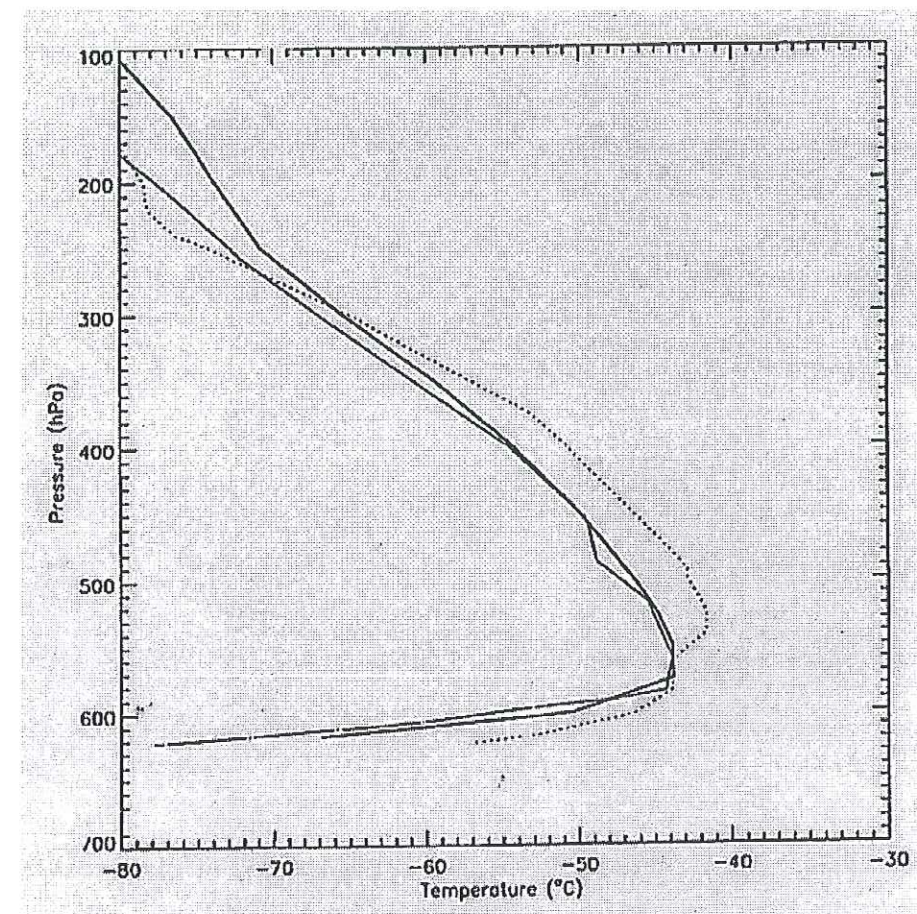


FIG. 11.12 – Profil de température à Vostok en juillet 1989 en fonction de la pression (hPa). La ligne épaisse indique le profil moyen, la ligne pointillée correspond à l'inversion la plus faible et le profil dont la température au sol est la plus basse (-78°C) correspond à l'inversion la plus forte relevée au cours du mois. Tiré de *King and Turner* (1997).

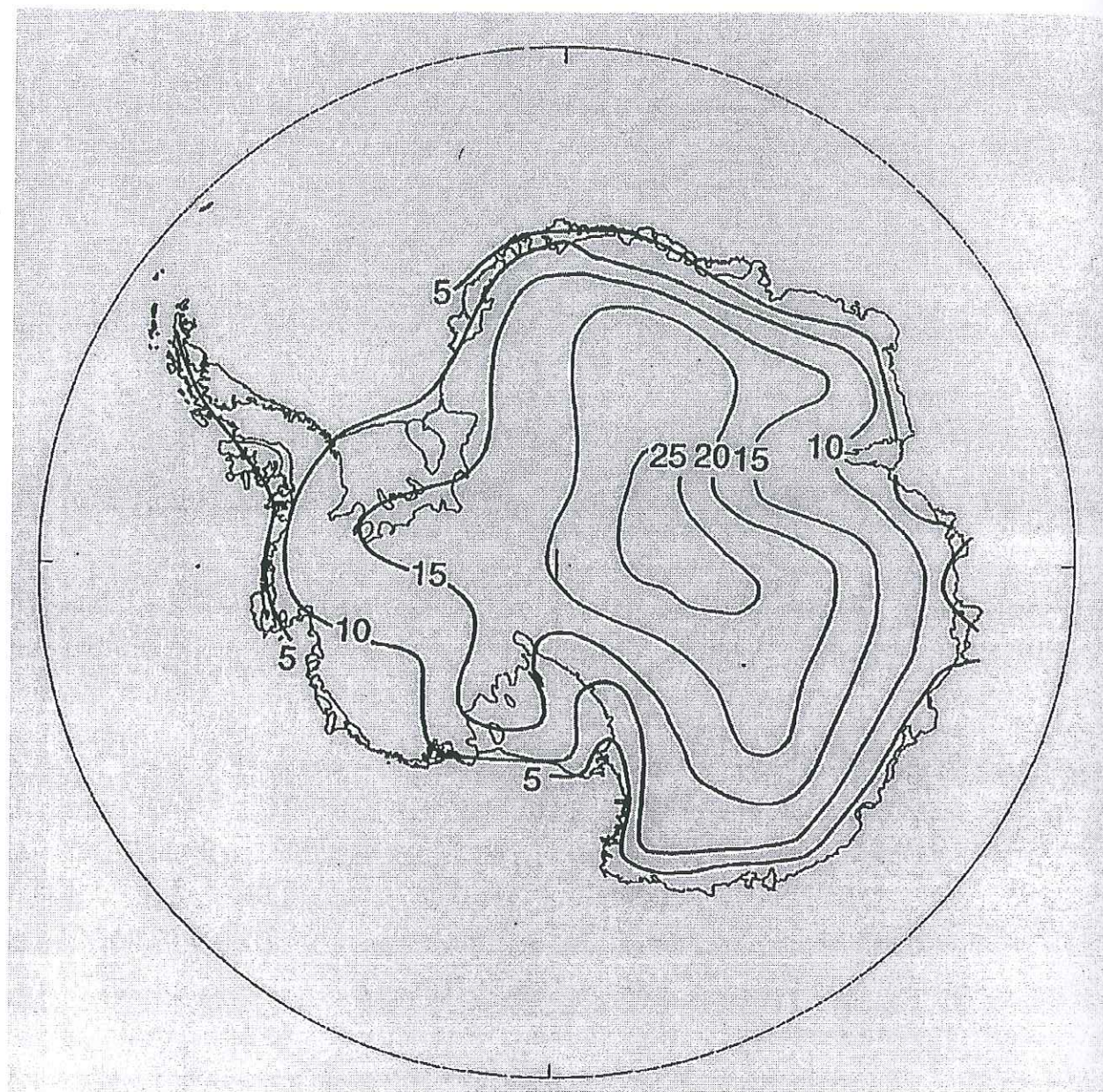


FIG. 11.13 – Variation géographique de la force de l'inversion (°C) en hiver. Tiré de *King and Turner (1997)* (*Phillpot and Zillman (1970)*).

et nous avons tracé, à titre de comparaison, le profil de température simulé par les deux paramétrisations. Mise à part une hauteur d'inversion qui semble s'élever entre ANC et NOUV, les deux paramétrisations donnent un résultat très similaire et le profil est très semblable à celui mesuré à Vostok. Le problème de découplage semble donc être très localisé dans l'espace et ne concerner qu'une zone restreinte du plateau antarctique située autour de la station Vostok.

11.3.2 Force de l'inversion

Les profils de températures que nous venons d'examiner sont caractérisés par les inversions de température. Nous avons parlé, à ce titre, de la force de l'inversion qui est la différence entre la température maximale de l'inversion et la température au sol. L'in-

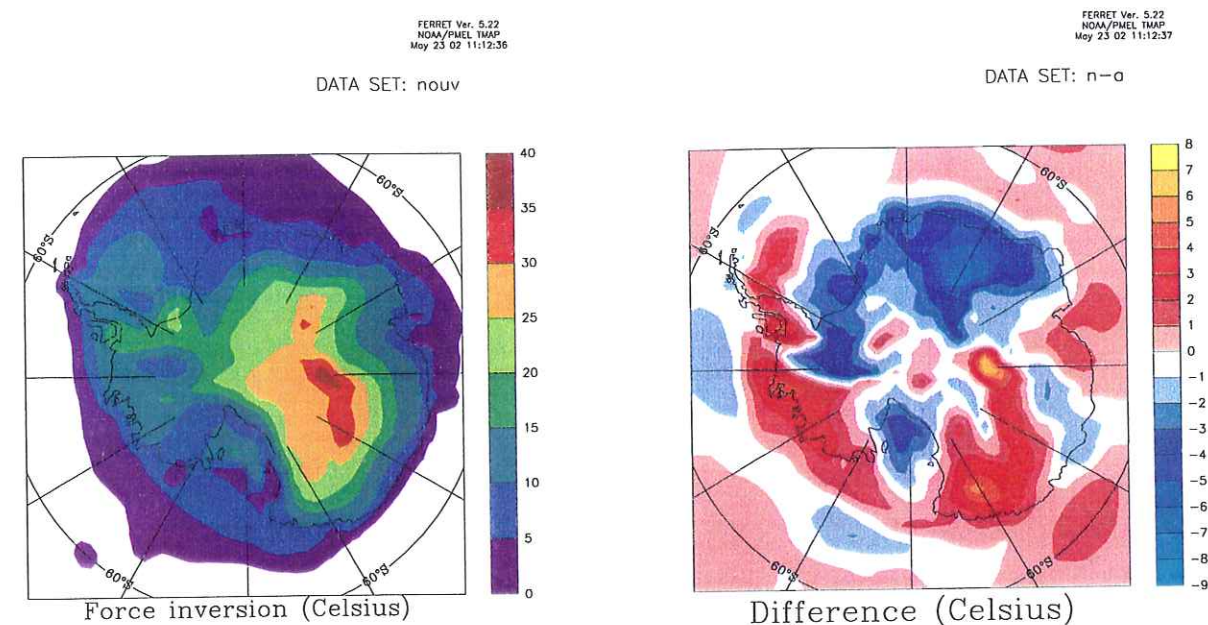


FIG. 11.14 – Force de l'inversion (°C) en moyenne mensuelle (août). NOUV à gauche et différence entre NOUV et ANC à droite.

version de température est une information très utile pour caractériser la stabilité de la couche limite. Les figures 11.13 et 11.14 présentent des cartes de la force de l'inversion au cours de l'hiver austral. La figure 11.13 est une interpolation semi-empirique des profils observés en quelques points du continent (*Phillpot and Zillman (1970)*). La figure 11.14 donne les résultats des simulations moyennées sur le mois d'août. La force de l'inversion simulée sur les plates-formes flottantes est en bon accord avec les mesures. La force de l'inversion sur les côtes, et en Antarctique de l'ouest, semble assez raisonnablement en accord avec les mesures. En revanche, la force de l'inversion simulée sur le plateau antarctique est trop élevée de 5°C environ, avec toujours le même problème dans la région de Vostok où la force de l'inversion atteint un maximum proche de 40°C. La carte des différences entre NOUV et ANC montre que la force de l'inversion est beaucoup plus élevée avec NOUV dans la région de Vostok, Dome C et même en Terre Adélie; de même, on remarque une augmentation de cette force de l'inversion dans le Marie Byrd Land et la Péninsule. La force de l'inversion est, en moyenne, plus élevée de 2 - 3°C, mais la différence maximum entre NOUV et ANC est atteinte dans la zone de Vostok.

Parallèlement, les zones mieux simulées par NOUV (plates-formes flottantes et zone proche de Dome A) voient une diminution de la force de l'inversion : jusqu'à 3 - 4 °C sur les plates-forme flottantes et jusqu'à 8 - 9°C dans la zone proche de Dome A.

Chapitre 12

Conclusion sur la modélisation

L'évaluation du bilan énergétique de surface dans un modèle de circulation générale atmosphérique nécessite une paramétrisation des phénomènes physiques responsables des flux turbulents, car ceux-ci sont spatialement non résolus par la partie "dynamique" du code (phénomènes sous-maillages). Ces flux sont simulés à partir de l'état de l'atmosphère à grande échelle; on s'intéresse à leur contribution statistique à l'évolution temporelle des champs aux échelles spatiales résolues. La relation entre la turbulence de la couche limite atmosphérique et l'état de l'atmosphère à grande échelle est, cependant, dépendante de la stabilité de la couche limite. Or, les régions situées au-delà du cercle polaire, et en particulier l'Antarctique, présentent une spécificité qui est, jusqu'à présent, mal prise en compte par la grande majorité des modèles numériques de climat.

Le climat antarctique est caractérisé par une couche d'inversion de température, présente quasiment toute l'année dans la couche limite atmosphérique (*King and Turner (1997)*). La force de cette inversion est particulièrement grande en hiver (jusqu'à 25°C en moyenne sur le plateau) car la longue nuit polaire permet à l'atmosphère de se stabiliser durablement. Ainsi, la stabilité de la couche limite atmosphérique hivernale dans les régions polaires est très supérieure à celle des couches limites stables nocturnes rencontrées dans les régions des moyennes et basses latitudes. Cette très forte stabilité va de pair avec une grande longévité due à l'absence du cycle diurne; ceci permet la disparition de la couche résiduelle neutre qui, habituellement, fait écran entre les couches limites nocturnes et la troposphère libre situées au-dessus. Cet écran empêche la propagation verticale vers la surface des ondes de gravité (source de turbulence intermittente) de la troposphère libre stable vers la couche limite nocturne. En Antarctique, ce n'est plus le cas, et la turbulence moyenne de la couche limite hivernale (très stable) n'est pas aussi faible que le prédit la théorie statistique de *Monin and Obukhov (1954)* pour les couches limites nocturnes.

Des auteurs se sont penchés sur ce problème (par exemple, *King et al. (2001)*; *Zilitinkevich and Calanca (2000)*); *Zilitinkevich and Calanca (2000)* développent une théorie de Monin-Obukhov améliorée et *Zilitinkevich et al. (2002b)* proposent une nouvelle paramétrisation des flux turbulents de surface en couche limite atmosphérique stable qui tient compte de cette spécificité polaire. Nous avons codé et utilisé cette paramétrisation dans

le modèle LMDz.

La paramétrisation proposée par *Zilitinkevitch et al.* (2002b) nécessite de connaître la hauteur de la couche limite atmosphérique. *Zilitinkevitch et al.* (2002a) proposent un diagnostic de la hauteur de la couche limite à l'équilibre; diagnostic qui tient compte de la spécificité des atmosphères à stratification très stable et grande longévité. Nous avons testé ce diagnostic mais les valeurs qu'il calcule sur les côtes de l'Antarctique de l'est, en particulier, sont déraisonnables. Une façon simple d'avoir un ordre de grandeur de l'épaisseur de la couche limite atmosphérique est de calculer la hauteur de l'inversion de température. Nous avons opté pour l'utilisation de ce dernier diagnostic avec lequel nous avons simulé deux mois au coeur de l'hiver en Antarctique (juillet et août).

Les résultats très préliminaires que nous avons obtenus ne permettent pas une étude exhaustive de l'impact de la nouvelle paramétrisation sur le climat polaire. Toutefois, nous avons pu noter, par rapport à l'ancienne paramétrisation, une augmentation globale de la température de la surface du continent (quelques degrés celsius) suivie par celle de l'air à 3 mètres. Cette augmentation de la température est associée et peut être due à une augmentation du flux de chaleur sensible de l'atmosphère vers la surface. Les températures de la surface à l'intérieur du continent semblent, ainsi, être en meilleur accord avec les températures mesurées par satellite (*Comiso* (2000)). Le point important semble être la température des plates-formes flottantes, en particulier Filchner-Ronne et Ross, plus élevée qu'avec l'ancienne paramétrisation, qui avait tendance à la sous-estimer par rapport aux observations. Enfin, une amélioration globale de l'intensité du vent de surface semble aussi se dessiner (sur le plateau antarctique en particulier).

Par contre, on remarque un découplage important entre la température du sol et la température de l'air dans une zone du plateau de l'Antarctique de l'est située autour de Vostok. On remarque que ce découplage est très localisé dans l'espace. Dans cette zone du plateau antarctique, la température du sol chute très en-dessous des valeurs mesurées, et, au contraire, les températures à 3 mètres augmentent beaucoup. Suivant la même tendance, la force de l'inversion de température, pourtant très similaire aux mesures sur le reste du continent, devient, à cet endroit du plateau antarctique, excessivement grande. Ce découplage s'accompagne d'une chute de l'intensité du vent de surface, qui entraîne probablement moins de mélange et explique, en partie le phénomène. Paradoxalement, l'intensité du vent simulée par la nouvelle paramétrisation dans cette zone particulière du plateau est plus proche des mesures que ne l'est l'intensité simulée par l'ancienne paramétrisation.

Le climat antarctique est caractérisé par une forte variabilité inter-annuelle. Nous l'avons remarqué explicitement en examinant les cartes infra-rouges de température du sol de *Comiso* (2000). La courte durée de la simulation examinée au cours de cette partie ne permet pas de faire la distinction entre la variabilité naturelle du climat Antarctique et un changement global de la climatologie simulée dû à la modification de la paramétrisation

des flux turbulents de surface. Il faut donc rester prudent quant aux conclusions que nous serions tenter de tirer à la vue des résultats de cette simulation. La simulation que nous avons examiné ressemble donc plus à un test de viabilité qu'à un test de qualité. Pour mieux faire, il faudra simuler plusieurs hivers. Il reste, cependant, que le découplage entre le sol et le premier niveau atmosphérique mis en évidence dans la zone de Vostok est un problème intrinsèque. Même si nous avons, par hasard, simulé un hiver particulièrement extrême, le problème existe et pourra se reproduire.

Cependant, avant de lancer une expérience sur plusieurs années, donc coûteuse en temps et en calcul, il semble nécessaire de s'assurer de la fiabilité des différentes parties de la paramétrisation. En particulier, il est important de comprendre pourquoi le diagnostic de la hauteur de la CLA proposé par *Zilitinkevitch et al.* (2002a) ne fonctionne pas bien sur l'Antarctique (mauvaise prise en compte des vents catabatiques?). L'exemple de la hausse de température sur les plate-formes flottantes (avec l'un ou l'autre des diagnostics) laisse présager qu'une meilleure estimation de cette hauteur permettrait d'améliorer considérablement la qualité de la simulation de la température du sol. Ensuite, les problèmes rencontrés dans la zone de Vostok sont extrêmement bien localisés et on est en droit de se demander s'ils ne seraient pas dus à une perte de compensation d'erreurs. *King et al.* (2001) font remarquer qu'une *amélioration* de la paramétrisation n'est pas forcément suivie d'une amélioration de la simulation du climat. En effet, un certain nombre d'erreurs dans la paramétrisation se compensent, et la correction de l'une d'entre elles peut en amener une autre à s'exprimer plus fortement, rendant la simulation moins bonne qu'auparavant. Il est, encore une fois, nécessaire de clarifier cette situation et de déterminer sa cause avant de poursuivre sur des simulations plus longues. Si ce n'est pas le cas, il est crucial de résoudre un tel problème avant d'aller plus loin dans l'étude de la variabilité climatique. Enfin, mais ce problème ne concerne pas directement le développement de la nouvelle paramétrisation, il pourrait être intéressant de comprendre pourquoi le passage de la grille moyenne résolution 96x72x19 à la grille basse résolution 32x24x19 fait apparaître un profil neutre aux deux premiers niveaux verticaux et de résoudre le problème. En effet, si l'une des conséquences de ce problème est visible et détectable, il est possible que d'autres conséquences, moins flagrantes, viennent polluer les résultats des simulations (même en moyenne résolution).

Dans un proche avenir, comme pour Halley Bay et Vostok, nous disposerons d'un certain nombre d'informations concernant la stratification de l'atmosphère à Dome C en hiver (profils de températures, mesures de flux turbulents près du sol, vitesses du vent à différentes altitudes...). Depuis quelques années, en effet, la communauté scientifique franco-italienne a le projet d'établir une base permanente sur le plateau antarctique à Dome C. La seule base permanente située à l'intérieur du continent antarctique est, actuellement, Pôle Sud, et la naissance d'une station permanente à Dome C représente une vraie chance pour la recherche européenne. Un groupe de chercheurs italiens y a déjà ef-

fectué des mesures automatisées en hiver à l'aide d'un mât instrumenté de quinze mètres. L'utilisation d'instruments de télédétection au sol (SODAR et RADAR) est aussi prévue afin d'étudier la couche limite atmosphérique. Ces mesures permettront de mieux connaître le comportement et la structure de la couche limite polaire, et en particulier de la première dizaine de mètres de la couche d'inversion. Malheureusement, les données de l'hiver 2001-2002 réalisées par l'équipe italienne ne sont pas encore disponibles au moment où nous devons terminer ce travail et il ne nous a pas été possible de les comparer à nos simulations.

D'autre part, afin d'étudier plus directement la nouvelle paramétrisation, il peut s'avérer utile d'effectuer des expériences plus académiques en réduisant le nombre de paramètres du modèle, par exemple le nombre de dimensions spatiales (modèle 1D avec seulement la verticale) ou en utilisant un modèle régional. Ceci permet de placer facilement la paramétrisation en situation critique et comparer son comportement avec l'ancienne paramétrisation.

Enfin, la nouvelle paramétrisation utilisée n'a modifié que la paramétrisation des flux de surface ; or la paramétrisation des niveaux supérieurs de l'atmosphère utilise un contre-gradient que nous souhaiterions pouvoir remplacer par une paramétrisation plus physique.

Chapitre 13

Conclusion générale

Notre compréhension du climat, de sa variabilité et de son évolution, s'améliore avec notre connaissance des structures, spatiale et temporelle, et de la nature des changements climatiques. Au cours de ce travail, nous avons contribué à caractériser la variabilité et les changements du climat du continent antarctique en construisant une histoire de la fonte estivale de surface au cours des 20 dernières années du *XX^{ème}* siècle. Nous avons, pour cela, utilisé des données micro-ondes (températures de brillance), résultats de mesures spatiales. Les mesures satellite permettent une couverture spatiale et temporelle importante ; toutefois, le phénomène étudié impose une étude limitée aux quelques mois d'été austral, aux côtes du continent, aux plate-formes flottantes et à la Péninsule antarctique.

Nous avons montré que les surfaces et la durée de la période de fonte estivale subissent une tendance significative globalement négative sur l'ensemble des zones de fonte de l'Antarctique, et sur la période 1980-1999. Cette tendance n'est cependant pas commune à toutes les zones de fonte ; elle est, en effet, positive dans la Péninsule (résultat en accord avec de nombreuses études antérieures à ce travail - par exemple, *King* (1994) et *Skvarca et al.* (1998)). La tendance au refroidissement depuis 1980, qui peut sembler paradoxale dans le contexte actuel d'un réchauffement climatique, est pourtant en accord avec d'autres études menées parallèlement par un nombre croissant d'auteurs (*Cavalieri et al.* (1997); *Comiso* (2000); *Watkins and Simmonds* (2000); *Vaughan et al.* (2001); *Doran et al.* (2002)). L'étude de la fonte de surface nous a aussi permis d'aborder le problème complexe de la variabilité du climat austral, et plus particulièrement du climat antarctique. Nous avons montré qu'il existe un lien assez fort entre l'Oscillation Antarctique et la variabilité de la fonte de surface, et il semblerait qu'il existe également une liaison, moins franche mais toutefois intrigante, avec le phénomène ENSO.

Afin de mieux comprendre l'origine des tendances et les mécanismes des téléconnexions entre la fonte de surface antarctique et les moyennes latitudes, nous souhaiterions avoir recours à un modèle numérique de climat. En effet, le manque de données avant 1980 rend cruciale l'utilisation des modèles. De plus, l'amélioration de la fiabilité des modèles vis à vis de la fonte de surface permettrait de mieux simuler l'évolution future du bilan d'énergie de surface. Les modèles de circulation générale atmosphérique disponibles à ce

jour, et en particulier le LMDz, sont, malheureusement, encore trop mal adaptés à la simulation très précise du bilan d'énergie, donc de la fonte, de surface.

Nous avons choisi de tenter d'améliorer cette situation. Le bilan d'énergie de surface peut être envisagé de 3 points de vue : le rayonnement (albédo, nuages, transmission de l'atmosphère), le flux d'énergie dans le sol (sa variation saisonnière) et les flux turbulents (la couche limite atmosphérique). En prenant du recul par rapport à la modélisation de la climatologie antarctique, nous avons, finalement, opté pour la période hivernale et les couches limites très stables. Cette période est particulièrement intéressante car typiquement polaire (longue nuit polaire) et mal prise en compte dans les paramétrisations de la couche limite atmosphérique actuelle ; l'améliorer constitue donc une priorité pour le climatologue modélisateur antarctique. Un certain nombre d'auteurs s'intéresse à ce problème (*King and Connolley* (1997); *Zilitinkevich and Calanca* (2000)), et *Zilitinkevich et al.* (2002b) ont même développé, spécialement pour les MCGA, une paramétrisation de cette couche limite très stable. Nous avons décidé de saisir cette opportunité et de nous en inspirer pour tenter d'améliorer la simulation des bilans d'énergie de surface ; d'autant plus que, à notre connaissance, ce travail n'a pas encore été exploité.

Nous avons ainsi codé cette paramétrisation non-locale dans le LMDz. *Zilitinkevich et al.* (2002b) expliquent l'échec de la paramétrisation classique des couches limites stables (théorie de Monin-Obukhov) en zone polaire en raison du découplage qui est supposé exister entre la couche limite stable et la troposphère libre située au-dessus. La théorie locale traditionnelle de Monin-Obukhov est adaptée au traitement des couches limites atmosphériques instables. Elle simule, en outre, correctement les stratifications moyennement stables (couches limites nocturnes) rencontrées dans les moyennes latitudes car celles-ci sont isolées de la troposphère libre par une couche résiduelle neutre qui empêche la propagation des ondes de gravité vers la surface (découplage). Les couches limites hivernales en zone polaire se distinguent, entre autres, des couches limites nocturnes des moyennes latitudes par la disparition de cette couche résiduelle, ce qui permet l'advection de turbulence de la troposphère libre vers la couche limite stable (couplage). La nouvelle paramétrisation que nous avons codée tient compte de cette advection potentielle de turbulence vers la couche limite très stable. Le travail effectué sur l'impact de cette nouvelle paramétrisation n'est pas complet. Toutefois, on peut déjà mettre en évidence un réchauffement global de l'intérieur du continent antarctique par rapport à l'ancienne paramétrisation, et un découplage déraisonnable entre le sol et le premier niveau du modèle dans une zone proche de Vostok sur le plateau antarctique. Afin de mieux comprendre l'impact de cette nouvelle paramétrisation sur la climatologie antarctique et de pouvoir tirer de véritables conclusions quant à sa validation, il est indispensable d'étudier des simulations plus longues afin de tenir compte de la très forte variabilité inter-annuelle de cette région du globe.

Comme nous venons de le voir, la confrontation entre les données satellite de fonte estivale et une simulation de cette même fonte n'est pas encore possible. Il faudra, d'abord,

achever la paramétrisation des flux turbulents en situation stable et la valider sur le continent antarctique à l'aide, par exemple, des données provenant de Dome C ou d'une station météorologique côtière. De plus, la paramétrisation n'a été modifiée qu'à la surface, mais il est nécessaire de supprimer le contre-gradient qui est encore utilisé dans l'atmosphère. Le bilan d'énergie estival est fortement influencé par le rayonnement solaire ; or des écarts de 3 à 4 W/m^2 entre les simulations et les mesures sont courantes dans le modèle. Pour améliorer notablement la paramétrisation du bilan d'énergie estival, il faut donc tenter d'améliorer le rayonnement. Même si l'Antarctique est caractérisé par sa couche d'inversion hiver comme été, la fonte de surface a lieu dans des régions où le soleil apporte beaucoup d'énergie et où il semble peu probable que la couche limite reste stable lors des épisodes de fonte. Il semble donc nécessaire de s'intéresser à la paramétrisation des couches limites instables en zone polaire. Enfin, l'apparition d'eau liquide à la surface de la neige et la percolation suivie d'un regel de l'eau en profondeur sont des phénomènes mal pris en compte dans le modèle LMDz. Pour simuler correctement la fonte de surface, il faut, au minimum, que l'écoulement d'eau (run-off), la percolation et la formation de lentilles de glace par regel soient mieux pris en compte.

Bibliographie

- Abdalati, W., and K. Steffen, Passive microwave-derived snow melt regions on the greenland ice sheet, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 787–790, 1995.
- Abdalati, W., and K. Steffen, Snowmelt on the greenland ice sheet as derived from passive microwave satellite data, *J. Climate*, **10**, 165–175, 1997.
- Bindshadler, R., Monitoring ice sheet behavior from space, *Rev. Geophys.*, **36**, (1), 79–104, 1998.
- Bingham, A., and M. Drinkwater, Seasonal and interannual trends in antarctic ice sheet microwave data, in *Proc. IGARSS'99, IEEE Catalog 99CH36293*, vol. 1, 1056–1058, Hamburg, Germany, 1999.
- Bjerknes, J., Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific, *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163–172, 1969.
- Bromwich, D. H., A. N. Rogers, P. Kallberg, R. I. Cullather, J. W. C. White, and K. Kreutz, Ecmwf analyses and reanalyses depiction of enso in antarctic precipitation, *J. Climate*, **13**, 1406–1420, 2000.
- Cai, W., and P. G. Baines, Forcing of the antartic circumpolar wave by el niño-southern oscillation teleconnections, *J. Geophys. Res.*, **106**, (C5), 9019–9038, 2001.
- Cassano, J. J., and T. R. Parish, Evaluation of turbulent surface flux parameterizations for the stable surface layer over halley, antarctica, *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 26–46, 2001.
- Cavalieri, D., P. Gloersen, C. Parkinson, J. Comiso, and H. Zwally, Observed hemispheric asymmetry in global sea ice changes, *Science*, **278**, 1104–1106, 1997.
- Chang, T. C., P. Gloersen, T. Schmugge, T. T. Wilheit, and H. Zwally, Microwave emission from snow and glacier ice, *J. Glaciol.*, **16**, (74), 23–39, 1976.
- Christy, J., R. Spencer, and W. Braswell, Msu tropospheric temperatures : Data set construction and radiosonde comparisons, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **17**, 1153–1170, 2000.
- Colton, M. C., and G. A. Poe, Intersensor calibration of dmsp ssm/i's : F-8 to f-14, 1987-1997, *IEEE Trans. Geosi. Remote Sensing*, **37**, 418–439, 1999.

- Comiso, J. C., Variability and trends in antarctic surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements, *J. Climate*, 13, 1674–1696, 2000.
- Connolley, W. M., Long-term variation of the antarctic circumpolar wave, *JGR - Ocean*, in press.
- Cullather, R. I., and M. L. Bromwich, D. H. and Van Woert, Interannual variations in antarctic precipitation related to el niño-southern oscillation, *J. Geophys. Res.*, 101, (D14), 19,109–19,118, 1996.
- De la Mare, W., Abrupt mid-twentieth-century decline in antarctic sea-ice extent from whaling records, *Nature*, 389, 1997.
- Doran, P. T., J. C. Prisco, W. B. Lyons, J. E. Walsh, A. G. Fountain, D. M. McKnight, D. L. Moorhead, R. A. Virginia, D. H. Wall, G. D. Clow, C. H. Fritsen, C. P. McKay, and A. N. Parsons, Antarctic climate cooling and terrestrial ecosystem response, *Nature*, 415, 517 – 519, 2002.
- Ferrigno, J. G., R. S. Williams, Jr, C. E. Rosanova, B. K. Lucchitta, and C. Swithinbank, Analysis of coastal change in marie byrd land and ellsworth land, west antarctica, using landsat imagery, *Ann. Glaciol.*, 27, 33–40, 1998.
- Fily, M., C. Leroux, J. Lenoble, and C. Sargent, Terrestrial snow studies from remote sensing in the solar spectrum and the thermal infrared, in *Solar system ices*, edited by B. Schmitt, C. De Bergh, and M. Festou, vol. 227, 421–441, Astrophysics and Space Science Library, Kluwer Academic Publishers, 1998.
- Foster, J. L., D. K. Hall, and A. T. C. Chang, An overview of passive microwave snow research and results, *Rev. Geophys.*, 22, (2), 195–208, 1984.
- Gallée, H., G. Guyomarc'h, and E. Brun, Impact of snow drift on the antarctic ice sheet surface mass balance : possible sensitivity to snow-surface properties, *Boundary-layer Meteorol.*, 99, 1–19, 2001.
- Genthon, C., Antarctic climate modeling with general circulation models of the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 99, (D6), 12,953–12,961, 1994.
- Genthon, C. and Krinner, G., and Sacchettini, Interannual antarctic tropospheric circulation and precipitation variability, *Clim. Dyn.*, soumis, 2002.
- Ghil, M., R. M. Allen, M. D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M. E. Mann, A. Robertson, Y. Tian, F. Varadi, and P. Yiou, Advanced spectral methods for climatic time series, *Rev. Geophys.*, in press.
- Giovinetto, M. B., Distribution of diagenetic snow facies in antarctica and in greenland, *Artic*, 17, (1), 32–40, 1964.
- Gong, D., and S. Wang, Definition of antarctic oscillation index, *Artic*, 26, (4), 459–462, 1999.
- Hallikainen, M. T., F. T. Ulaby, and M. Abdelrazik, Dielectric properties of snow in the 3 to 37 ghz range, *IEEE Trans. Antennas Propagat.*, AP-34, (11), 1329–1339, 1986.
- Hasegawa, A., H. Tanaka, H. Hirakuchi, and S. Taguchi, Comparative energetics analysis of ccm2 with different horizontal resolutions, *Clim. Dyn.*, 13, 521–532, 1997.
- HIRETYCS, High-resolution ten-year climate simulations, final report, Available from Météo-France, Centre National de Recherches Météorologiques, Toulouse, France, 1998.
- Hollinger, J. P., DMSP Special Sensor Microwave/ Imager Calibration / Validation, Naval Research Labs, Washington D.C., 1989.
- Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, D. Xiaosu, K. Maskell, and C. A. Jonhson, Climate change 2000, 896 pp., 2001.
- Jacka, T. H., and W. F. Budd, Detection of temperature and sea-ice extent changes in the antarctic and southern ocean 1949–1996, *Ann. Glaciol.*, 27, 553–559, 1998.
- Jacobs, S. S., and J. C. Comiso, A climate anomaly in the amundsen and bellingshausen seas, *J. Climate*, 10, 697–711, 1997.
- Jezek, K. C., C. Merry, D. Cavalieri, S. Grace, J. Bedner, D. Wilson, and D. Lampkin, Comparison between SMMR and SSM/I passive microwave data collected over the Antarctic ice sheet, Byrd Polar research Center Tech. Rep. 91-03, colombo edition, 1991.
- Jones, P. D., Recent variations in mean temperature and the diurnal temperature range in the antarctic, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1345–1348, 1995.
- Keys, H. J. R., S. S. Jacobs, and L. W. Brigham, Continued northward expansion of the ross ice shelf, antarctica, *Ann. Glaciol.*, 27, 1998.
- Kidson, J. W., Principal modes of southern hemisphere low-frequency variability obtained from ncep-near reanalyses, *J. Climate*, 12, 2808–2830, 1999.
- King, J. C., Contrasts between the Antarctic stable boundary layer and the mid-latitude nocturnal boundary layer, Clarendon Press.
- King, J. C., Recent climate variability in vicinity of the antarctic peninsula, *Int. J. Climatol.*, 14, 1994.
- King, J., and W. M. Connolley, Validation of the surface energy balance over the antarctic ice sheets in the u.k. meteorological office unified climate model, *J. Climate*, 10, 1997.

- King, J., and J. Turner, Antarctic Meteorology and Climatology, Cambridge University Press, 1997.
- King, J. C., W. M. Connolley, and H. Derbyshire, Sensitivity of modelled antarctic climate to surface and boundary-layer flux parametrizations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127**, 2001.
- Krinner, G., Simulations du Climat des Calottes de Glace, Ph.D. thesis, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS, 1997.
- Kwok, R., and J. C. Comiso, Southern ocean climate and sea ice anomalies associated with the southern oscillation, *J. Climate*, **15**, 487–501, 2002.
- Li, Z. X., Influence of tropical pacific el niño on the sst of the southern ocean through atmospheric bridge, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, (21), 3505–3508, 2000.
- Lucchitta, B. K., and C. E. Rosanova, Retreat of northern margins of george vi and wilkins ice shelves, antarctic peninsula, *Ann. Glaciol.*, **27**, 41–46, 1998.
- Marshall, S., J. Roads, and R. Oglesby, Effects of resolution and physics on precipitation on the near community climate model, *J. Geophys. Res.*, **102**, 19,529–19,541, 1997.
- Mätzler, C., Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover, *Remote Sensing Reviews*, **2**, 259–387, 1987.
- Mätzler, c., Passive microwave signatures of landscapes in winter, *Meteor. Atmos. Phys.*, **54**, 241–260, 1994.
- Mätzler, C., Microwave properties of ice and snow, in *Solar system ices*, edited by B. Schmitt, C. De Bergh, and M. Festou, vol. 227, 241–257, Astrophysics and Space Science Library, Kluwer Academic Publishers, 1998.
- Mätzler, C., A simple snowpack/cloud reflectance and transmittance model from microwave to ultraviolet : the ice-lamella pack, *J. Glaciol.*, **46**, (152), 20–24, 2000.
- Mätzler, C. H., and R. Hüppi, Review of signature studies for microwave remote sensing of snowpacks, *Adv. Space Res.*, **9**, 253–265, 1989.
- Monin, A. S., and A. M. Obukhov, Basic laws of turbulence mixing in the surface layer of the atmosphere, *Trudy Geofiz. Inst. AN SSSR*, **24**, (151), 1954.
- Monin, A., and S. S. Zilitinkevitch, Similarity theory and resistance laws for the planetary boundary layer, *Boundary-layer Meteorol.*, **7**, 391–397, 1974.
- Mote, T. L., and M. R. Anderson, Variations in snowpack melt on the greenland ice sheet based on microwave-measurements, *J. Glaciol.*, **41**, 51–60, 1995.

- Mote, T. L., M. R. Anderson, K. C. Kuivinen, and C. M. Rowe, Passive microwave-derived spatial and temporal variations of summer melt on the greenland ice sheet, *Ann. Glaciol.*, **17**, 233–238, 1993.
- Nside, Cryospheric news, *NSIDC NOTES*, **32**, 1, 2000.
- Peterson, R. G., and W. B. White, Slow oceanic teleconnections linking the antarctic circumpolar wave with the tropical el niño-southern oscillation, *J. Geophys. Res.*, **103**, (C11), 24,573–24,583, 1998.
- Phillpot, H. R., and J. W. Zillman, The surface temperature inversion over the antarctic continent, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4161–4169, 1970.
- Raper, S. C. B., T. M. L. Wigley, P. R. Mayes, P. D. Jones, and M. J. Salinger, Variations in surface air temperatures. part iii : The antarctic, 1957–82, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1341–1353, 1984.
- Rasmusson, E. M., and K. Mo, Linkages between 200-mb tropical and extratropical circulation anomalies during the 1986–1989 enso cycle, *J. Climate*, **6**, (4), 595–616, 1993.
- Remy, F., P. Shaeffer, and B. Legresy, Ice flow processes derived from the ers-1 high-resolution map of the antarctic and greenland ice sheets, *Geophys. J. Int.*, **139**, 645–656, 1999.
- Ridley, J., Surface melting on antartic peninsula ice shelves detected by passive microwave sensors, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, (23), 2639–2642, 1993.
- Rott, H., Multispectral microwave signatures of the antarctic ice sheet, in *Microwave Radiometry and Remote Sensing Applications*, edited by P. P. ed., 89–101, 1989.
- Rott, H., W. Rack, T. Nagler, and P. Skvarca, Climatically induced retreat and collapse of northern larsen ice shelf, antarctic peninsula, *Ann. Glaciol.*, **27**, 86–92, 1998.
- Sherjal, I., Radiométrie micro-onde de la neige : interprétation de données satellitaires sur l'Antarctique. Expérimentations dans les Alpes., Ph.D. thesis, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS, 1995.
- Sherjal, I., and M. Fily, Temporal variations of microwave brightness temperatures over antarctica, *Ann. Glaciol.*, **20**, 19–25, 1994.
- Skvarca, P., W. Rack, H. Rott, and T. I. y. Donángelo, Evidence of recent climatic warming on the eastern antarctica peninsula, *Ann. Glaciol.*, **27**, 628–632, 1998.
- Steffen, K., W. Abdalati, and J. Stroeve, Climate sensitivity studies of the greenland ice sheet using satellite avhrr, smmr, ssm/i, and in situ data, *Meteor. Atmos. Phys.*, **51**, 239–258, 1993.

- Stull, R. B., An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Ah Dordrecht, 1988.
- Surdyk, S., Etudes des signatures spectrales micro-ondes obtenues par télédétection sur la calotte polaire Antarctique. Comparaison avec des données de terrain et modélisation de l'émissivité de la neige, Ph.D. thesis, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS, 1993.
- Thomson, D. J., Spectrum estimation and harmonic analysis, *Proc. IEEE*, 70, 1055-1096, 1982.
- Torinesi, O., M. Fily, and C. Genthon, Variability and trends of summer melt period of antarctic ice margins since 1980 from microwave sensors, *J. Climate*, submitted, 2002.
- Ulaby, F. T., R. K. Moore, and A. K. Fung, Microwave Remote Sensing active and passive, vol. II, Artech house, inc edition, 1982.
- Ulaby, F. T., R. K. Moore, and A. K. Fung, Microwave Remote Sensing active and passive, vol. III, Artech house, inc edition, 1983.
- van den Broeke, M. R., The semi-annual oscillation and antarctic climate. part 1 : influence on near surface temperatures (1957-79, *Antarct. Sc.*, 10, 175-183, 1998a.
- van den Broeke, M. R., The semi-annual oscillation and antarctic climate. part 2 : recent changes, *Antarct. Sc.*, 10, 184-191, 1998b.
- van den Broeke, M. R., The semi-annual oscillation and antarctic climate. part 3 : the role of near-surface wind speed and cloudiness, *Int. J. Climatol.*, 20, 117-130, 2000a.
- van den Broeke, M. R., The semi-annual oscillation and antarctic climate. part 4 : a note on sea ice cover in the amundsen and bellingshausen seas, *Int. J. Climatol.*, 20, 455-462, short Communication, 2000b.
- van den Broeke, M. R., The semi-annual oscillation and antarctic climate, part 5 : impact on the annual temperature cycle as derived from ncep/ncar re-analysis, *Clim. Dyn.*, 16, 369-377, 2000c.
- van den Broeke, M. R., On the interpretation of antarctic temperature trends, *J. Climate*, 13, 3885-3889, 2000d.
- van der Veen, C. J., and K. C. Jezek, Seasonal variations in brightness temperature for central antarctica, *Ann. Glaciol.*, 17, 300-306, 1993.
- van Loon, H., The half-yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter, *J. Atmos. Sci.*, 24, 472-486, 1967.
- Vaughan, D. G., G. J. Marshall, W. M. Connolley, J. C. King, and R. Mulvaney, Devil in the detail, *Science*, 293, 1777-1779, 2001.

- Walker, G. T., Correlation in seasonal variations of weather, viii, *Mem. Indian Meteor. Dept.*, 24, 75-131, 1923.
- Walker, G. T., Correlation in seasonal variations of weather, ix, *Mem. Indian Meteor. Dept.*, 24, 275-322, 1924.
- Walker, A., and B. Goodison, Discrimination of a wet snow cover using passive microwave satellite data, *Ann. Glaciol.*, 17, 307-311, 1993.
- Watkins, A. B., and I. Simmonds, Current trends in antarctic sea ice : The 1990s impact on a short climatology, *Amer. Meteor. Soc.*, 4441-4451, December 2000.
- White, W., and R. Peterson, An antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent, *Nature*, 380, 699-702, 1996.
- Yuan, X., and D. G. Martinson, Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity, *Amer. Meteor. Soc.*, 13, 1697-1717, 2000.
- Zilitinkevich, S., and P. Calanca, An extended similarity theory for the stably stratified atmospheric surface layer, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 1913-1923, 2000.
- Zilitinkevich, S., A. Baklanov, J. Rost, A.-S. Smedman, V. Lykosov, and P. Calanca, Diagnostic and prognostic equations for the depth of the stably stratified ekman boundary layer, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 128, 25-46, 2002a.
- Zilitinkevitch, S. S., V. L. Perov, and J. C. King, Near-surface turbulent fluxes in stable stratification : calculation techniques for use in general circulation models, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, accepted, 2002b.
- Zwally, H. J., and S. Fiegles, Extent and duration of antarctic surface melting, *J. Glaciol.*, 40, (136), 463-476, 1994.



